

MISCHKRISTALLE UND FLUIDE PHASE ($\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$)

BEI HOCHTEMPERATUR - DEKARBONATISIERUNGSREAKTIONEN

IN ZWEI THERMOAUREOLEN

Brigitte Inderst

Disbui. München

1988



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555413_0002

MISCHKRISTALLE UND FLUIDE PHASE ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$)
BEI HOCHTEMPERATUR-DEKARBONATISIERUNGSREAKTIONEN
IN ZWEI THERMOAUREOLEN

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität,
München

vorgelegt von

BRIGITTE INDERST

München, November 1987

1. Berichterstatter: Prof. Dr. L. Masch

2. Berichterstatter: Prof. Dr. H.G. Huckenholz

Tag der mündlichen Prüfung : 26.04.1988



Bilder berühmter Geologen, die im Intrusivgebiet von Predazzo gearbeitet haben. Dieser Rahmen hing im ehemaligen Albergo "Nave d'oro in Predazzo.

INHALTSVERZEICHNIS:

<u>0. ZUSAMMENFASSUNG</u>	1
<u>1. EINFÜHRUNG</u>	
1.1 GLIEDERUNG DER ARBEIT	5
1.2 METHODIK UND BEGRIFFSKLARUNG	6
1.3 GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	
1.3.1 Frühere Bearbeitungen	7
1.3.2 Regionale Geologie	8
1.3.3 Magmatismus	
1.3.3.1 Predazzo	10
1.3.3.2 Monzoni	14
1.3.4 Mitteltriadische Sedimente	16
1.3.5 Tektonik	18
<u>2. KONTAKTMETAMORPHOSE</u>	
2.1 CHEMOGRAPHISCHES SYSTEM	20
2.2 PROGRADE REAKTIONEN UND PARAGENESEN	
2.2.1 Predazzo	25
2.2.1.1 Canzoccoli	26
2.2.1.2 Le Coronelle	30
2.2.1.3 Reaktionsfolge	33
2.2.2 Monzoni	
2.2.2.1 Monzoni Ost	39
2.2.2.2 Malinverno - Toal da Masson	42
2.2.3 T-Xco ₂ -Diagramm der prograden Reaktionen	46
2.3 RETROGRADE REAKTIONEN UND UMWANDLUNGEN	48
2.3.1 Granat	48
2.3.2 Vesuvian	55
2.3.3 Latiumit	57
2.3.4 Wilkeit	58
2.3.5 Clintonit	58
2.4 SKARNBILDUNGEN	59
2.5 THERMOMETRIE	
2.5.1 Monticellit/Forsterit	61
2.5.2 Klinopyroxen/Granat	66
2.5.3 Calcit/Dolomit	69
2.5.4 Pyrit/Magnetkies	71
2.5.5 Al ₂ SiO ₅ -Modifikationen	71
2.6 TEMPERATUR-KONTAKTENTFERNUNGSGRADIENT	71
<u>3. FLUID-KONTROLLE</u>	
3.1 FLUID/GESTEINS-INTERAKTION	74
3.1.1 Die fluide Phase	74
3.1.2 Zusammensetzung von Fluids	75
3.1.3 Struktureller Zustand des Fluids	75

3.2 KONTROLLE DER FLUIDZUSAMMENSETZUNG	77
3.3 FLUIDMOBILITÄT	80
3.4 FLUIDENTWICKLUNG WAHREND DER METAMORPHOSE	84
3.4.1 Kieselige Karbonatgesteine	86
3.4.2 Dolomitische Karbonatgesteine	95
3.5 DER EINFLUSS VON GELÖSTEM NaCl IM FLUID	102
3.6 DISKUSSION	104
3.7 PERIKLASREAKTION	109
<u>4. MISCHKRISTALLENTWICKLUNG</u>	
4.1 MELILITH	
4.1.1 Mischkristallbildung, Kationen- substitutionen	112
4.1.2 Bildungsbedingungen	113
4.1.3 Prograde Mischkristallentwicklung	116
4.2 KLINOPYROXEN	
4.2.1 Mischkristallbildung, Kationen- substitutionen	122
4.2.2 Bildungsbedingungen	123
4.2.3 Prograde Mischkristallentwicklung	125
4.3 KOEXISTIERENDE MELILITH/KLINOPYROXEN- PAARE	130
4.3.1 Einfluß der Fluidzusammensetzung	134
4.3.2 T-Xco ₂ -XAk-Entwicklung der Melilithbildung	135
4.3.3 Mineralzonierungen	137
4.3.3.1 Wachstumszonierung	138
4.3.3.2 Diffusionszonierung	139
4.3.4 Melilithzonierung	142
<u>AUSBLICK</u>	146
<u>5. LITERATURVERZEICHNIS</u>	147
<u>6. ANHANG</u>	
6.1 ABKÜRZUNGEN	162
6.2 PROBENLISTEN	163
6.3 METHODIK	
6.3.1 Mineralanalysen	169
6.3.2 Gesamtgesteinsanalysen	171
6.3.3 Computer-Auswertung	173
6.3.4 Experimentelle Untersuchungen zur Melilithbildung	173

6.4 MIKROSONDENANALYSEN

Melilith	175
Klinopyroxen	186
Granat	197
Wollastonit und Erze	201
Monticellit	202
Forsterit und Wilkeit	204
Spinell und Perowskit	205
Vesuvian	206
Latiumit	207
Phlogopit und Clintonit	208
Calcit und Dolomit	209

6.5 GESAMTGESTEINSANALYSEN

Predazzo	214
Monzoni	215

Herrn Prof.Dr.L.Masch möchte ich herzlich danken für seine Anregungen und die Betreuung während dieser Dissertation. Bei mehreren Geländeaufenthalten unterstützte er mich sowohl bei fachlichen Problemen, als auch bei durch systematische Beprobung von Gesteinsprofilen auftretenden Gewichtsproblemen. Ich danke ihm auch für die bereitwillige Überlassung seines eigenen Probenmaterials von Monzoni und für seine Unterstützung bei der Kontaktaufnahme mit der ETH Zürich.

Herrn Prof.Dr.H.G.Huckenholz danke ich für sein Entgegenkommen bei der Benutzung der Institutseinrichtung.

Herrn Prof. Dr.V.Trommsdorff (ETH Zürich) möchte ich herzlich danken, daß er mir einen 3-monatigen Studienaufenthalt an der ETH ermöglichte. Ihm und Herrn Prof.Dr.G.B.Skippen gilt mein Dank für wertvolle Anregungen zu Problemen der fluiden Phasen.

Allen seinen Mitarbeitern, besonders Herrn Dr.L.Diamond, Herrn Dr.P.Ulmer und Frau Dipl.Min.U.Rösli, danke ich für konstruktive Gespräche und die herzliche Aufnahme.

Besonders danken möchte ich noch Herrn Dr.J.Sommerauer, der mich mit der Mikrosondenanalytik vertraut machte und jederzeit zur Klärung von fachlichen und apparativen Schwierigkeiten zur Verfügung stand.

Bei meiner Zimmernachbarin Frau Dr.S.Heuss-Aßbichler bedanke ich mich herzlich für zahlreiche Diskussionen und die sehr angenehme Arbeitsatmosphäre. Herrn Dr.T.Fehr danke ich für seine Unterstützung bei der experimentellen Arbeit.

Nicht zuletzt gilt mein Dank auch Herrn Lehmann †, Frau Knaup, Herrn Balling und Herrn Willi (ETH Zürich), für die Herstellung der Dünnschliffe, sowie Herrn Dipl.Chem.T.Dorfner für die Durchführung der naßchemischen Analysen, und Herrn Prof.Dr.V.Dietrich (ETH Zürich) für die Auswertung und Korrektur der RFA-Analysen.



0. ZUSAMMENFASSUNG

Die vorhandenen Modelle zur Dekarbonatisierung von Karbonatgesteinen während der Kontaktmetamorphose sollten erweitert werden. Die zentrale Fragestellung war die nach den Kontrollfaktoren der Paragenesenverteilung in thermometamorphen Kontaktaureolen. Mit Kontrollfaktoren werden die Parameter P, T und X_{CO_2} der fluiden Phase bezeichnet. Als zusätzlicher Parameter sollte die Mischkristallbildung der Festphasen (S.112ff.) in die Untersuchungen eingehen. Als Untersuchungsgebiete wurden die Kontaktaureolen der Intrusionen von Monzoni und Predazzo ausgewählt. Für die Kontaktaureole des Monzoni-Intrusivs lag bereits ein Modell bezüglich der P-T- X_{CO_2} -Bedingungen der einzelnen Sedimentschichten vor (MASCH, 1977; S.39ff.), sodaß die Voraussetzungen zu einer Parametererweiterung gegeben waren. Zum Vergleich wurde die Paragenesenverteilung in der Kontaktaureole der Predazzo-Intrusion erarbeitet. Beide Intrusionen sind nach radiometrischen Daten altersgleich (S.13ff.), bei den metamorphosierten Sedimenten handelt es sich um stratigraphisch vergleichbare Trias-Schichten. Der Druck ist für dieses Gebiet aus geologischen Gegebenheiten ermittelt ($P_{litho}=250-500\text{bar}$), die Magmentemperatur von Monzoni lag bei $1100-1200^{\circ}\text{C}$ (SPICKER, 1987; S.16). Die Nebengesteinstemperaturen wurden mittels Mineralthermometrie (S.61ff.) und kalibrierter Isograden (S.46, S.73) eingengt. Im nahen Kontaktbereich bis ca. 200m Kontaktentfernung ergab sich ein etwas steilerer Temperaturgradient für die Kontaktaureole von Predazzo ($2^{\circ}/\text{m}$) gegenüber der von Monzoni ($1^{\circ}/\text{m}$). Für beide Gebiete wurden Kontakttemperaturen des Nebengesteins von $800-850^{\circ}\text{C}$ (Monticellit / Forsterit - Thermometrie) ermittelt (S.61ff.).

In beiden Gebieten kam es nach dem Metamorphosemaximum zu retrograden Hochtemperaturumwandlungen bei H_2O -reicher fluiden Phase. Insbesondere der in fast allen untersuchten Gesteinen auftretende Granat wurde bezüglich seiner Bildung untersucht (pro- oder retrograde Bildung, S.48ff.). Nach diesen Untersuchungen ist Granat, ebenso wie Vesuvian, als retrograde Hochtemperatur-Mineralbildung einzustufen.

Das Ausmaß einer X_{CO_2} -Verschiebung der fluiden Phase durch eine Dekarbonatisierungsreaktion und damit seine Bedeutung als

Kontrollfaktor ist anhand einer Berechnung des Zusammenspiels Permeabilität/Druckerhöhung durch Fluidproduktion/Reaktionsumsatz dargelegt: Zu Beginn einer Dekarbonatisierungsreaktion ist das X_{CO_2} meist als niedrig anzusetzen. Am Anfang der Metamorphose beinhaltet das Sediment hauptsächlich H_2O in seinen Poren. Die Anfangspermeabilität des Gesteins ist gering, bei dem niedrigen lithostatischen Druck von 250-500 bar ist der Fluiddruck nur halb so groß (S.81). Bei fortschreitender Metamorphose bewirkt das generierte CO_2 -reiche Fluid eine Erhöhung von Fluid im Kleinsystem, bis das durch die niedrige Anfangspermeabilität bedingte "geschlossene" System aufgebrochen wird und es bei gleichbleibendem Druck ($P_{fluid} = P_{litho}$) zu stetigem Fluidaustausch mit der Umgebung kommt (zusammenhängende Porenräume, offenes System). Die Permeabilität wird gleichzeitig durch den Festkörpervolumenverlust bei Dekarbonatisierungsreaktionen erhöht (S.86ff.). Sobald die Fluidproduktion aufhört (Reaktionsende), kommt es aus Gründen des Potentialausgleichs mit der Umgebung, innerhalb des Teilsystems zu einer stetigen Verdünnung der fluiden Phase zu H_2O reicherer Zusammensetzung, was gleichzeitig einen Druckabfall (Abnahme des Fluid-Molvolumens -im binären System H_2O-CO_2 - mit H_2O -Anreicherung, S.85) und damit eine Verringerung der Permeabilität bewirkt, sodaß wiederum der Zustand eines annähernd geschlossenen Systems erreicht werden kann. Erst bei höheren Temperaturen bleibt es auch nach Reaktionsende bei einem offenen System. Diesem Wechsel von einem geschlossenen zu einem offenen System im Verlauf der Metamorphose entspricht der in den Gesteinen zu beobachtende Übergang von transportkontrolliertem- (am Reaktionsort) zu interfacekontrolliertem (überall verteilt) Mineralkeimen und -Wachstum (Veränderung des Reaktionsmechanismus, S.105ff.). Zur Untersuchung der Kontrollwirkung des Parameters X_{CO_2} auf die Paragenesenverteilung der Mischkristalle wurden zwei Reaktionen ausgewählt, deren isobar invariante Reaktionsparagenesen über ein Geländeintervall, d.h. über ein T stabil sind:

Periklasbildung (+Cc) in sowohl schichtigen, als auch massigen dolomitischen Karbonatgesteinen (S.109ff.). Die an der Reaktion $Do = Pe + Cc + CO_2$ beteiligten Festphasen weisen keine

Mischkristallbildung und -veränderung auf, die Reaktion ist vollständig im CaO-MgO-SiO_2 -System beschreibbar. Die Stabilität der invarianten Paragenese Do-Per-Cc über ein Geländeintervall von ca. 30m ist nur auf eine Veränderung der koexistierenden Fluidzusammensetzung durch die Freisetzung von CO_2 bei der Reaktion zurückzuführen (S.99ff.). Für die vorliegenden unterschiedlichen Gesteinspermeabilitäten ergaben sich bedeutende Unterschiede. Während in den schichtigen, permeablen, dem Fluid geeignete Wegsamkeiten bietenden, dolomitischen Karbonatgesteinen des Skyth, die Periklas-Isograde bereits bei Temperaturen um 550°C erreicht wurde ($= X_{\text{CO}_2}$ um 0.1) kam es in den massigen Dolomitgesteinen des Anis erst bei Temperaturen um $600-650^\circ\text{C}$ zur Periklasbildung ($= X_{\text{CO}_2}$ um 0.2). Das bedeutet, die Zusammensetzung der koexistierenden fluiden Phase bestimmt den Beginn der Reaktion. Bei Ablauf der Reaktion ist es in beiden Gesteinstypen zur gegenseitigen Kontrolle fluide Phase/Reaktion gekommen (Verschiebung der Fluidzusammensetzung zu höheren X_{CO_2} -Werten = Isogradenparagenese ist über ein Geländeintervall ($=\Delta T$) stabil).

- **Melilithbildung** in schichtigen, mergeligen Karbonatgesteinen. Bei dieser kontinuierlichen Reaktion (Endgliederreaktion $\text{Cc} + \text{Cpx} = \text{Mel} + \text{CO}_2$, kombiniert mit der Elementaustauschreaktion $\text{Cpx}_1 + \text{Mel}_1 = \text{Cpx}_2 + \text{Mel}_2$) treten sowohl Veränderungen der Mineralzusammensetzungen (X_{ss}) als auch der Fluidzusammensetzung (X_{CO_2}) auf. Die Melilithbildung setzt sowohl in Monzoni als auch in Predazzo in Kontaktentfernungen von 40-50m ein (T 725°C , S.44), die Isogradenparagenese ist bis zum Intrusivkontakt stabil ($\Delta T \approx 100^\circ\text{C}$). Eine detaillierte Untersuchung einer Probenfolge über einen Temperaturgradienten ergab eine kontinuierliche Mischkristallentwicklung koexistierender Cpx-Mel-Paare entlang eines Reaktionsloops zu Mg-betonen Mischkristallen (S.133). Die Stabilität der im isobaren T - X_{CO_2} -Diagramm unvarianten Paragenese über ein T -Intervall von etwa 100°C (steiler T -Gradient am Kontakt) ist jedoch nicht allein mit der festgestellten Mischkristallentwicklung zu erklären. Ein solches Temperaturintervall ist nur durch gleichzeitigen starken Einfluß der X_{CO_2} -Verschiebung (CO_2 -Produktion bei der Melilithreaktion) zu höheren Werten möglich. In den kontaktfernsten Gesteinen mit Melilithbildung

($T < 750^\circ\text{C}$) ist die Mischkristallentwicklung noch undeutlich (S.136). Es wurde die Modellvorstellung entwickelt, daß es, bedingt durch minimales Overstepping der Gleichgewichtskurve nur zu einem geringem Reaktionsumsatz kommt, was gleichbedeutend ist mit niedriger CO_2 -Produktion (S.136). Da bei den niedrigen X_{CO_2} -Werten am Beginn der Reaktion die Gleichgewichtskurve jedoch eine sehr große Steigung aufweist, reicht diese minimale CO_2 -Produktion aus, daß sich die fluide Phase bei weiterer Temperaturerhöhung annähernd entlang der Gleichgewichtskurve entwickeln kann, ohne daß es zu stärkerer Mischkristallveränderung kommt (die Reaktion bzw. das koexistierende X_{CO_2} kontrolliert die Zusammensetzung der fluiden Phase). Für die kontaktnahen Gesteine mit Melilithbildung ($T > 750^\circ\text{C}$) ist durch die schnellere Aufheizung und höhere maximale Metamorphosetemperatur das Reaktions-overstepping bedeutend größer und damit auch der Reaktionsumsatz (S.136). Die entsprechend große CO_2 -Produktion führt zu einer starken Verschiebung der X_{CO_2} -Werte. Bei weiterer T-Erhöhung nimmt die Bedeutung der X_{CO_2} -Verschiebung für die Gleichgewichtseinstellung ab, da die Steigung der Gleichgewichtskurve bei höheren X_{CO_2} -Werten sehr flach ist. Die Mischkristallveränderung nimmt für das Erreichen von annäherndem Gleichgewicht an Bedeutung zu.

An Melilithen auftretende Kornzonierungen (S.142ff.) zeigen die schrittweise Entwicklung der Mischkristalle mit Temperaturanstieg zu höheren X_{Mg} -Werten auch innerhalb einer Probe. Durch schnelles Kornwachstum und niedrige Diffusionsraten (d.h. besonders bei den kontaktfernen, d.h. niedrigertemperierten Proben) bleibt es bei der Erhaltung einer Wachstumszonierung, die mit der allgemeinen Melilith-Mischkristallentwicklung übereinstimmt (Al-reiche Kerne und Mg reiche Ränder). Mit zunehmender Kontaktnähe, d.h. mit schnellerer Aufheizung und dadurch bedingtem größeren Reaktionsausmaß, ist es nicht mehr zur Ausbildung von Kornzonierungen gekommen. Sei es, daß von vornherein die den Maximaltemperaturen entsprechende Mischkristallzusammensetzung ausgebildet wurde, oder sei es durch Homogenisierung ehemals vorhandener Zonierung durch die erhöhte Diffusionsfähigkeit bei den höheren Temperaturen.

1. EINFÜHRUNG

1.1 ZIELE UND GLIEDERUNG DER ARBEIT

Das vorhandene Modell der P-T-Xco₂-Bedingungen für die Metamorphose von Karbonatgesteinen in thermometamorphen Aureolen sollte verfeinert, d.h. um den weiteren Parameter "Mischkristallbildung und -veränderung" erweitert werden. Die vergleichbaren Kontaktaureolen von Predazzo und Monzoni wurden umfangreich beprobt und untersucht.

Kapitel 1 dieser Arbeit enthält einen geologischen Überblick der beiden Untersuchungsgebiete und gibt den Stand der bisher dort durchgeführten Arbeiten wieder.

In Kapitel 2 werden zunächst die Ergebnisse der Paragenesen- und Isogradenkartierung dargestellt, sowie die retrograden Überprägungen besprochen. In Kontaktnähe auftretende Skarnbildungen in beiden Gebieten zeigen die Bedeutung von Stofftransport. Mit Hilfe verschiedener Mineralthermometer, vor allem Monticellit/Forsterit-Thermometrie, und den erarbeiteten Isograden, werden Temperatur-Abstands-Diagramme für die Kontaktaureolen aufgestellt.

Der Schwerpunkt der Arbeit liegt darin, die Veränderung der fluiden Phase und die Mischkristallentwicklung der Festphasen während der Kontaktmetamorphose zu untersuchen, um den Einfluß dieser Faktoren festzustellen. Dazu ist es nötig, zuerst die theoretischen Grundlagen zur Bedeutung der fluiden Phase und ihre mögliche Entwicklung während der Temperaturerhöhung zu diskutieren. Hierzu werden in Kapitel 3 zwei unterschiedliche Gesteinschemismen mit ihren spezifischen Wegen durch ein isobares T-Xco₂-Diagramm explizit untersucht. Als Beispiel wird eine Reaktion ohne Mischkristallbildung mit den daraus folgenden Konsequenzen für die Fluidkontrolle diskutiert.

Für die Untersuchung der Mischkristallentwicklung wurde die bei hohen Temperaturen, in Kontaktnähe stattfindende Melilithbildung ausgewählt. In Kapitel 4 der Arbeit werden die Entwicklung koexistierender Mineralpaare, das Zusammenspiel Kontrolle der fluiden Phase/Mischkristallveränderung,

sowie daraus folgende Ausbildungen von Kornzonierungen diskutiert.

Die vorliegenden Ergebnisse dienen als Beitrag zur Klärung der kontrollierenden Parameter bei Dekarbonatisierungsreaktionen und stellen einen Anfang dar, die vereinfachenden Modellsysteme zu Multikomponentensystemen komplexerer Natur zu erweitern.

1.2 METHODIK UND BEGRIFFSKLARUNG

Grundsätzlich wurden folgende Arbeitsmethoden angewandt:

- Beobachtungen und Probensammeln im Gelände
- Mikroskopische Dünnschliffuntersuchungen
- Chemische Analytik: Mineralanalysen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde, sowie naßchemische und Röntgenfluoreszenz Gesamtgesteinsanalysen
- Berechnungen von T-Xco₂-Diagrammen, mit Hilfe von chemischer Thermodynamik, weitgehendst mit Computerprogrammen
- Experimentelle Untersuchung der Reaktion Diopsid + Calcit $\rightleftharpoons$ Akermanit + CO₂, bei P=500 bar, Xco₂=0.0-0.7

Detailangaben befinden sich im Anhang.

Fluid oder fluide Phase wird bei den herrschenden hohen Temperaturen im allgemeinen als SCF, d.h. als super-critical-fluid vorliegen.

Mit Paragenese wird grundsätzlich die prograde Berührungsparagenese bezeichnet. Das Auftreten von Grandit erschwert die Feststellung der Paragenese, da er in fast allen Paragenesen mit dafür geeignetem Chemismus als trennende Phase auf Korngrenzen auftritt.

Isograden entsprechen dem ersten Einsetzen einer spezifischen Mineralreaktion.

Unter X_{Mg} wird in dieser Arbeit grundsätzlich der Molenbruch Mg/Mg+Al_{total} verstanden.

1.3 GEOLOGISCHER UEBERBLICK

1.3.1 Frühere Bearbeitungen

Das Gebiet von Predazzo/Monzoni erweckte bereits sehr früh das Interesse von Naturforschern und Geologen.

An der Lokalität "Canzoccoli" in Predazzo stellte MARZARI-PENCATI (1823) fest, daß der "Granit", der bis dahin als "Urgestein" angesehen wurde, jünger sein muß als die angrenzenden Sedimente.

Im folgenden 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts erfolgten zahlreiche Untersuchungen der Intrusivgesteine (RICHTHOFEN, v., 1860; RATH, v. 1875; LAPPARENT, de, 1864; STUDER, 1829; DÖLTER, 1902; LEITMEIER, 1941), aber auch der Sedimente und ihres kontaktmetamorphen Charakters (LEMBERG, 1872, 1876, 1877; RICHTHOFEN, v., 1860; WEBER, ., 1899; OGILVIE-GORDON, 1902/03, 1927; PENK, 1911; KLEBELSBERGER, v., 1935).

1930 erschien die erste umfassende Kartierung der Gebiete Predazzo und Monzoni von VARDABASSO, die bis heute die Grundlage für jede Detailuntersuchung bildet.

In den letzten Jahrzehnten wurden an den Mineralogie-Instituten Bologna und Ferrara zahlreiche Arbeiten, insbesondere über Predazzo veröffentlicht. Fast alle Arbeiten befassen sich mit Spezialproblemen der Intrusiv-Komplexe (BORSI et al., 1967, 1968; BOSSELINI et al., 1974, 1982; DelMonte et al., 1965, 1967; EMILIANI et al., 1964, 1965, 1966, 1968; FERRARA et al., 1974; GANDOLFI, 1965; LUCCHINI et al., 1970, 1971, 1972, 1973, 1976, 1977, 1978, 1982; MORTEN, 1980; PAGANELLI et al., 1964, 1965, 1977). Nur wenige behandeln ebenfalls sehr spezielle metamorphe Mineralvorkommen (LEONARDI, 1967; MASSETTI & NERI, 1980; MORANDI et al., 1969, 1977, 1979).

Die ersten umfassenden Untersuchungen der kontaktmetamorphen Aureole des Monzoni-Komplexes wurden am Min.-Petr.-Institut der LMU München durchgeführt (LEISTNER, 1973; MASCH, 1977). Zur Zeit erfolgt am selben Institut eine flächendeckende geologisch-geochemische Bearbeitung des Monzoni-Intrusivkomplexes (HUCKENHOLZ et al.,

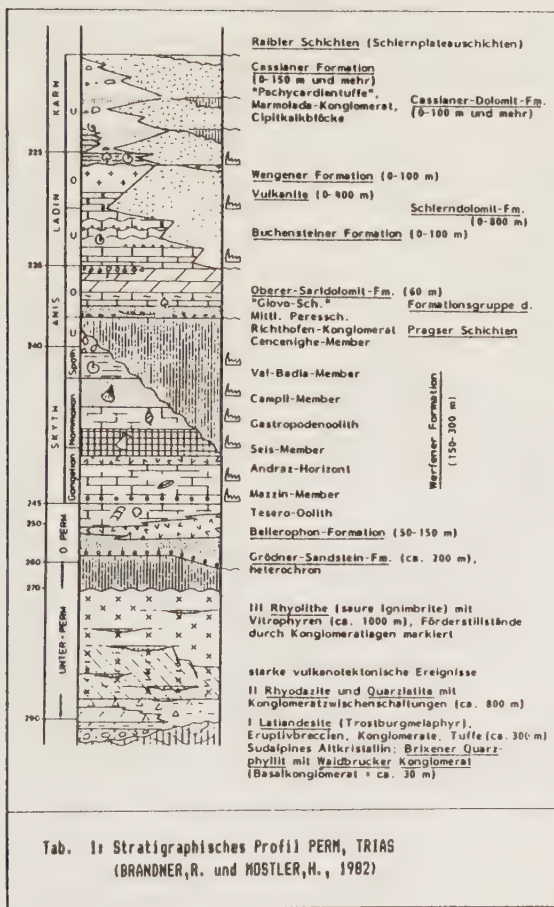
unveröff.). Neuere Arbeiten der Italiener stellen die bisherigen Einzelbearbeitungen in einen größeren geodynamischen Rahmen (CASTELLARIN et al., 1980, 1982; LUCCHINI et al., 1982; DOGLIONI, 1984, 1985).

Eine umfassende Untersuchung der Trias-Sedimente der Dolomiten erfolgte an der Universität Innsbruck (BRANDNER & MOSTLER, 1982).

Alle genannten Arbeiten liegen den folgenden Ausführungen über Intrusiva, Sedimente und Tektonik zugrunde.

1.3.2 Regionale Geologie

Die Intrusivkomplexe von Predazzo und Monzoni liegen in den Südtiroler Dolomiten, zwischen Latemarmassiv und Marmolada, im Südalpin. Tabelle 1 (S.9) zeigt eine stratigraphische Säule für dieses Gebiet, vom ältesten Gestein, dem permischen Quarzporphyr bis zu den jüngsten Schichten, der karnischen Cassianer-Formation (BRANDNER, R. & MOSTLER, H., 1982). Alle Gesteine zeigen keinerlei Anzeichen einer Regionalmetamorphose oder einer Faltung. Das gesamte Gebiet ist jedoch von Bruchtektonik gekennzeichnet. Die Bozener-Quarzporphyrplatte, die im gesamten Gebiet die Sedimentunterlage bildet, stellt eine sehr komplexe Abfolge von basisch bis intermediären Laven (Latitandesite, Dazite, Rhyolithe) mit den dazugehörigen pyroklastischen Ablagerungen, wie Tuffe und Tuffite dar, wechsellagernd mit sauren Ignimbritdecken. Darüber folgt der Grödner Sandstein, abgelagert unter semi-ariden Klimabedingungen. In den stratigraphisch jüngsten Grödner-Schichten setzt bereits die Transgression des Bellerophonmeeres ein. Die Bellerophon-Schichten sind faziell zweigegliedert. Im Südwesten treten vorwiegend gipsführende evaporitische Schichten (Fiamazza-Fazies), im Nordosten vorwiegend sandige Dolomite und organodetritische Kalke (Badiota-Fazies) auf. Der Tesero-Oolith bildet den Grenzhorizont zwischen dieser karbonatisch-evaporitischen Abfolge und der untertriadischen (SKYTH) Werfener-Formation, bei deren sehr heterogener Schichtfolge Dolomite, Kalke, Kalkmergel,



Mergel, feinkörnige Sande, Silte und Tonsteine wechsel-lagern (zur genaueren Unterteilung siehe auch S.17ff.). Als Grenzhorizont zwischen Skyth und überlagerndem Anis ist in den meisten Gebieten das **Richthofen-Konglomerat** ausgebildet. Im Untersuchungsgebiet wird es durch das **Cencenighe-Member** (biogenreiche Kalke und Dolomite) ersetzt. Das Anis ist zweigeteilt, im Liegenden die **Pragser-Schichten**, die eine Wechsellagerung von Mergeln, Kalkmergeln, Dolomitmergeln und Tonen darstellen, und im

Hangenden der massig ausgebildete Obere Sarldolomit. In Monzoni tritt anstelle dieses Dolomits der Contrinkalk (LEISTNER, 1973). Mit der Obertrias (Ladin, Karn) setzt die Aufteilung in zwei unterschiedliche, aber zeitgleiche Faziesbereiche ein: Mächtige Karbonatplattformen und dazwischenliegende Sedimentationsbecken. Die Karbonatplattformen (Ladin= Schlerndolomit, Karn=Cassianerdolomit) sind in den Riff-Randbereichen mit den zeitgleichen Beckensedimenten verzahnt (Ladin=Buchensteiner- und Wengenerschichten, Karn= Cassianer-Schichten). Die Abfolge der Buchensteiner-Schichten ist sehr markant, Platten- und Knollenkalke alternieren mit tuffitischen Pietra-Verde Lagen, die das Einsetzen des ladinischen Vulkanismus dokumentieren. Die siltigen Mergel der oberladinischen Wengener-Schichten wechsellagern mit vulkanoklastischen Sandsteinlagen, sie sind im allgemeinen dunkel gefärbt. Die Hauptphase des Vulkanismus ist zwischen die Buchensteiner- und die Wengener-Schichten zu stellen. Mächtige vulkanische Serien (bis 400m), weisen typische Pillowlaven und Hyaloklastite auf, was auf untermeerischen Vulkanismus deutet. Etwas jünger als die Basalte werden die Plutonite von Predazzo und Monzoni, ebenfalls ins Oberladin eingestuft. Die karnische Cassianer Formation setzt sich aus Kalkareniten und Mergelzwischenlagen zusammen.

1.3.3 Magmatismus

1.3.3.1 Predazzo

Der mitteltriadische Magmatismus von Predazzo wird aufgrund von Struktur und Zusammensetzung der Vulkanite, als subaquatischer Vulkanismus mit einem Zentralvulkan (Mt. Mulat) gedeutet (LUCCHINI, F. et al., 1982).

Basale pyroklastische Explosionsbrekzien (Val Sorda, Mt. Agnello, Mt. Viezzena, siehe Abb. 1, S. 11) kennzeichnen den Beginn des basaltisch bis latitischen Vulkanismus (typische Buchensteiner-Schichten mit Pietra-Verde Lagen sind in der Umgebung von Predazzo nicht anzutreffen).

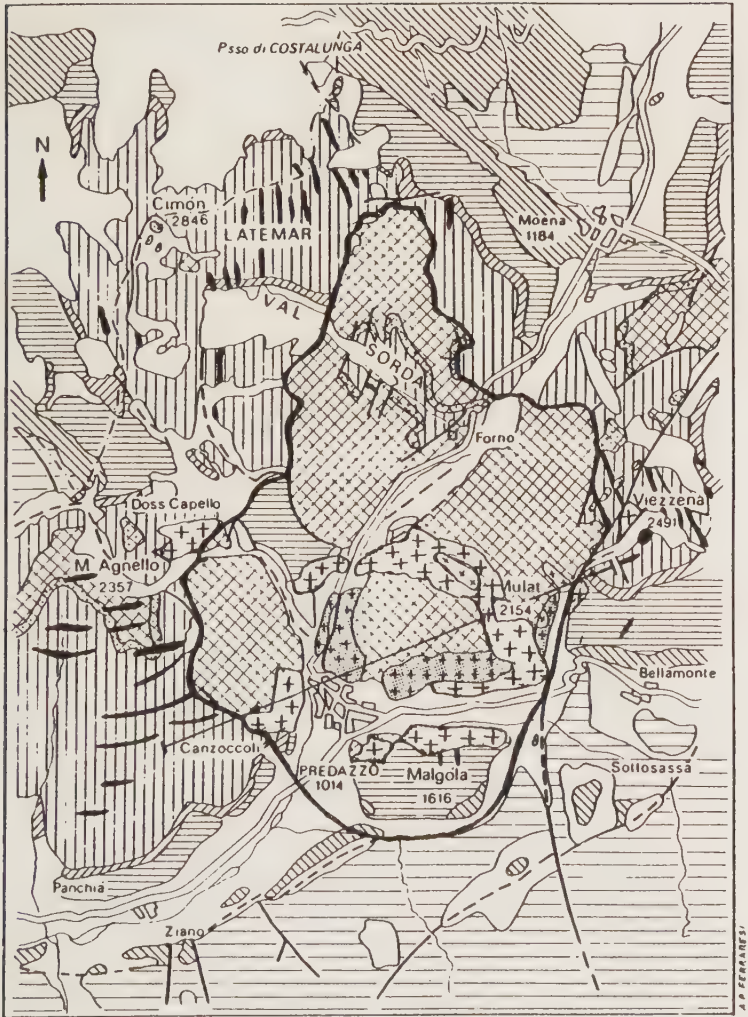


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Gebiets um Predazzo (modifiziert nach P. LEONARDI, 1968). Die Intrusivgesteine (8,9,10) sind eingebettet in Vulkanite, nur am südlichen Rand bestehen Kontakte zu Sedimenten der Trias. Die vermutliche Caldera des ladinischen Vulkans ist mit durchgezogener Linie eingezeichnet.

- | | | |
|-------------------------|--------------------------|----------------------------|
| 1 Quarzporphyr | 2 Grödnert Sandstein | 3 Skyth, Unteres Anis |
| 4 Oberes Anis | 5 Ladin | 6 Laven/Explosionsbrakzion |
| 7 Ganggesteine | 8 Monzonitische Gesteine | 9 Syenitische Gesteine |
| 10 Granitische Gesteine | 11 Verwerfung | 12 Profil, Abb. 3, S. 14 |

Bei mehreren Caldera-Einstürzen im Zentralbereich des Vulkans (Abb.3, S.14) kam es zum Aufstieg und nachfolgender Platznahme der Intrusivgesteine. Deren Form ist durch einen äußeren "monzonitischen" Ring und einen inneren "granitischen" Halbkreis charakterisiert (Abb.1,2,S.11,12). Die räumliche Verteilung der einzelnen Intrusivfazies zeigt die folgende Abb.2, die im wesentlichen auf Modalanalysen beruht, allerdings sehr zahlreichen. Die subvulkanische Aktivität spiegelt sich auch in den unzähligen lamphrophyrischen Gängen rund um die Intrusion (Abb.1, S.11). Obwohl die Intrusivgesteine nach Geländebefunden offensichtlich später als die Vulkanite aufgedrungen sind, werden Effusiva und Intrusiva aufgrund ihrer vergleichbaren

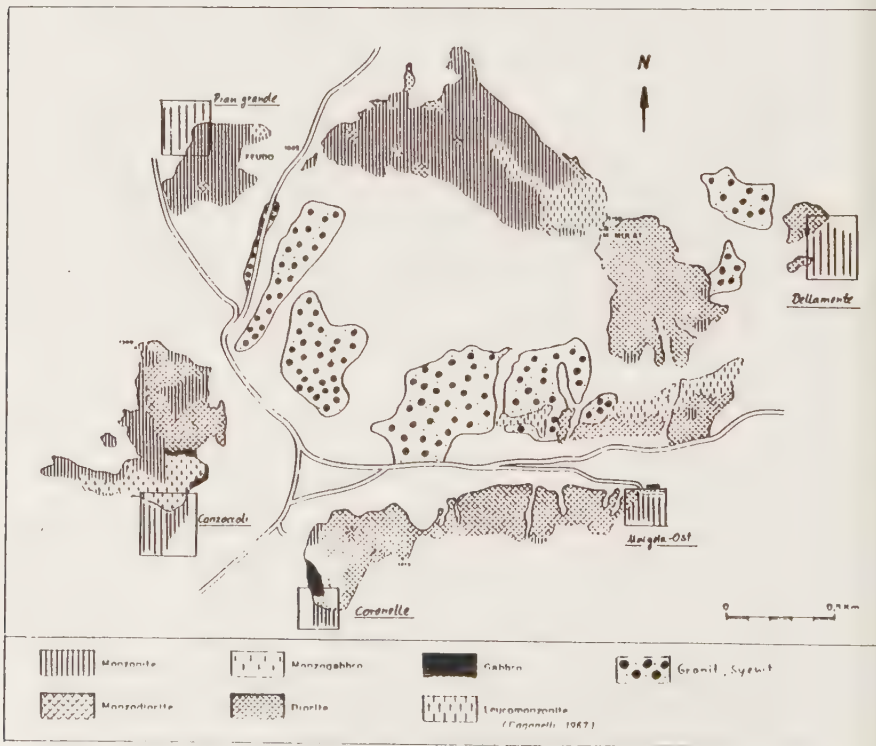


Abb. 2: Intrusivfazies-Verteilung in der Predazzo-Ringintrusion. Deutlich sind die beiden ineinanderliegenden Ringe zu erkennen. Die 5 Untersuchungsgebiete in den angrenzenden kontaktmetamorphen triadischen Sedimenten wurden eingezeichnet. (modifiziert nach LUCCHINI & SIMBOLI, 1972)

Haupt- und Spurenelementverteilung, als komagmatisch angesehen (SIMBOLI, 1966). Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr, K/Ar) an allen Gesteinstypen der Intrusion ergaben ein Alter von 217-230 my, der Magmatismus ist daher in das Oberladin bis Unterkarn zu stellen (BORSI & FERRARA, 1967). Die Ausmaße der Intrusion betragen etwa 15 km², die vermutliche Caldera etwa 70 km². Außerhalb des "monzonitischen" Ringes liegen kleinere Vorkommen von Syenit und Nephelinsyenit. Deren externe geographische Lage und vor allem, daß sich aus quarznormativen monzonitischen Gesteinen durch Differentiation keine nephelinnormativen Gesteine bilden können (thermische Barriere im Basalttetraeder), hat zur Annahme einer eigenen Intrusion geführt, wahrscheinlich später und aus größeren Tiefen (PAGANELLI, 1965, 1967). Ein isoliertes Pyroxenitvorkommen an der Coronelle wird von LUCCHINI & MORTEN, (1977, 1978) als Bildung durch Fließdifferentiation in einem bereits zu mehr als 50% konsolidierten Magma gedeutet. Aufgrund neuerer Geländebefunde (HUCKENHOLZ, 1987, mdl. Mitt.) soll diese Untersuchung und deren Schlußfolgerung jedoch nicht nachvollziehbar sein. Abb. 3a (S. 14) zeigt ein W-E-Profil (siehe Abb. 1, S. 11) durch die Ringintrusion und angrenzende Gesteine, Abb. 3b die entsprechende Interpretation der vorliegenden Strukturen. CASTELLARIN et al. (1982) deuten den vulkanischen Kern der Intrusion als abgesunkenen Zentralvulkan. Durch staffelartige Verwerfungen kam es zu dem unsymmetrischen Aufbau der Intrusion bezüglich der Verteilung granitoider Gesteine. Am nördlichen Kontakt der Intrusion schließen oberladinische Laven an, am südlichen Sedimente des Skyth (siehe Abb. 1, S. 11), woraus man auf einen tieferen Einbruch des nördlichen Caldera-Bereichs gegenüber dem südlichen schließen kann.

Dieser Befund kann bestätigt werden, da mehrere Verwerfungen kartiert wurden, an denen z.T. niedrig metamorphe Sedimente an Intrusiva grenzen (Pian Grande, Bellamonte-Viezzena). Der in Abb. 1 (S. 11) abgebildete Calderarand kann für die Lokalitäten Canzoccoli und Malgola nach eigenen Geländebefunden bestätigt werden (Abb. 10, S. 26, Verwerfung, Canzoccoli).

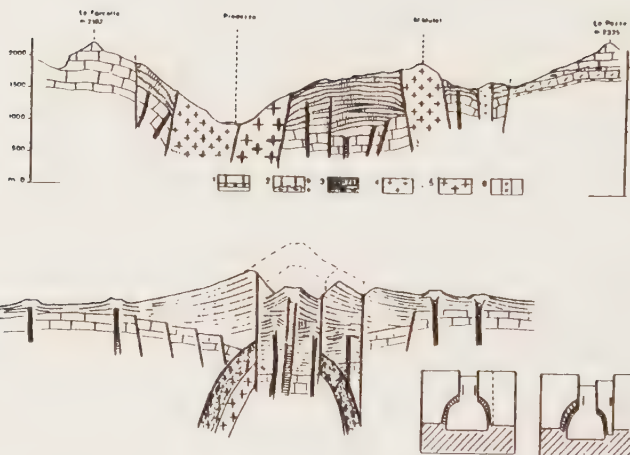


Abb. 3: a) W-E-Profil (siehe Abb.1, S.14) durch die Ringintrusion von Predazzo.

- | | | |
|---------------------------|--------------------------|--|
| 1 Anis | 2 Ladins a-Buchensteiner | 3 Effusives Subvulkanite, Ganggesteine |
| 4 Monzonitische Intrusiva | b-Laternarkalk | |
| 5 Granitische Intrusiva | 6 Syenitische Gesteine | |
- b) Interpretation zur Bildung der aktuellen Form der Intrusion von Predazzo (CASTELLARINI). Der gesamte Mittelteil des Zentralvulkans wird als abgesunken gedeutet, wodurch die monzonitischen und granitischen Magmen aufdringen konnten. Durch staffelartige Verwerfungen ist der Nord- und Ostteil der Intrusion stärker abgesunken, sodaß kein innerer Granitring im heutigen Anschnitt-Niveau auftritt und der Monzonit direkt an Vulkanite grenzt, nicht wie am Südrand an Sedimente.

1.3.3.2 Monzoni

Aus petrochemischen Daten und Altersbestimmungen (BORSI et al., 1968, SCHMALSCHLAGER, 1982; 217 bis 230my) wird deutlich, daß die Plutonite von Predazzo und Monzoni genetisch zusammenhängen. Die geographische Ausdehnung des Monzoni-Intrusivs unterscheidet sich jedoch deutlich von der Predazzo Ringintrusion. Die nur etwa 4 km² große Intrusion verläuft langgestreckt von Südwesten nach Nordosten, es treten keine "granitischen Gesteine" auf (Abb.4, S.15). Die Gesteinsfazien umfassen Pyroxenite, mafische Gabbros, Gabbros, Diorite, Monzogabbros und Monzodiorite, die als Produkte "alkali-olivinbasaltischer"

Nach neueren umfangreichen geochemischen Untersuchungen (SPICKER, 1987) ändert sich die Fazienverteilung dahingehend, daß der "Diorit" zweigeteilt werden muß, in einen Dioritkern und einen äußeren Leukogabbro. Der Monzogabbro im Südteil der Intrusion hat keinen Kontakt zum Nebengestein, und der Pyroxenit erstreckt sich nahezu ringförmig vom Allochetgrat im Nordosten am nördlichen Rand des Leukogabbros der Ricoletta bis zum Südwestrand. Da die Variation der vorkommenden Magmatite nicht durch Fraktionierung von Klinopyroxen und Erzphasen als Differentiationsfolge aus einem Quellmagma zu erklären ist, werden mindestens 2 Primärmagmen angenommen (SPICKER, 1987). Da die Gesteinsgrenzen meist unscharf sind und Übergänge auftreten, müssen die Intrusionen in kurzer Zeitspanne aufeinandergefolgt sein. Geochemisch besteht einerseits eine Beziehung zwischen Gabbro, Diorit und Pyroxenit, andererseits zwischen Monzogabbro und Monzodiorit. Aus Pyroxen-Schmelz-Gleichgewichtsrechnungen (SPICKER, 1987) ergeben sich für $P=1\text{ kbar}$ /fluid absent, Gleichgewichtstemperaturen von $1170-1195^{\circ}\text{C}$, für $P=500\text{ bar}$, Fluid excess, $X_{\text{CO}_2}=0.12$, Temperaturen von $1120-1145^{\circ}\text{C}$. Auch SCRIBANO & CRISTOFOLINI (1980) beschreiben typische Kumulatgesteine "diffusiv verteilt" über die gesamte Ricoletta und deuten den Pluton als Mehrfachintrusion.

1.3.4 Mitteltriadische Sedimente

Von der gesamten Sedimentabfolge sollen die Sedimente des Skyth, Anis und Ladin gesondert beschrieben werden, da nur diese zu Untersuchungen herangezogen wurden.

Als stratigraphische Einteilung wurde die von BRANDNER & MOSTLER (1982) gewählt, da das gesamte, explizit beschriebene und untersuchte Skyth-Profil (etwa 500 m NW von Fufels, an der neuen Straße) in einer Begehung nachvollzogen werden und auf die metamorphen Skyth-Schichten in Monzoni und Predazzo angewendet werden konnte.

Das Skyth wird in 8 Einheiten unterteilt (Abb.5, S.17), wobei selten alle in einem Profil auftreten, da sie einer-

seits in den westlichen Dolomiten (Küstennähe) gar nicht zur Ablagerung kamen, andererseits durch die örtlich intensive Hebung zu Beginn des Anis, der Erosion zum Opfer gefallen sind. Eingeleitet wird die Skyth-Sedimentation mit einem weitverbreiteten Transgressionsoolith (Tesero-oolith). Darauf folgen die dünnbankigen Kalke und Kalkmergel des Mazzin-Members. Der folgende Andraz-Horizont mit dünnschichtigen, roten und grünen Dolomitmergeln, örtlich auftretenden Kollapsbrekzien und Rauhwacken, stellt wiederum eine regressive Phase mit evaporitischer Fazies dar. Eine neuerliche Meerestransgression führte zur Ablagerung des Gastropoden-Ooliths (Wechselfolge von Kalkmergeln und Gastropodenoolithbänken) und der Seiserschichten (alternierende Kalk/Mergelbänke, meist sehr dickbankig, im Hangenden dünner werdend). Am Ende dieser Ablagerungsphase setzt sich die rein karbonatische Sedimentation voll durch. Mit dem Einsetzen der Campillerschichten kommt es zu einer starken terrigenen Zufuhr von Quarz-Glimmer-Fraktion. Die Campiller Schichten stellen eine Wechsellagerung von Kalken, Sandsteinen und sandigen Mergeln dar.

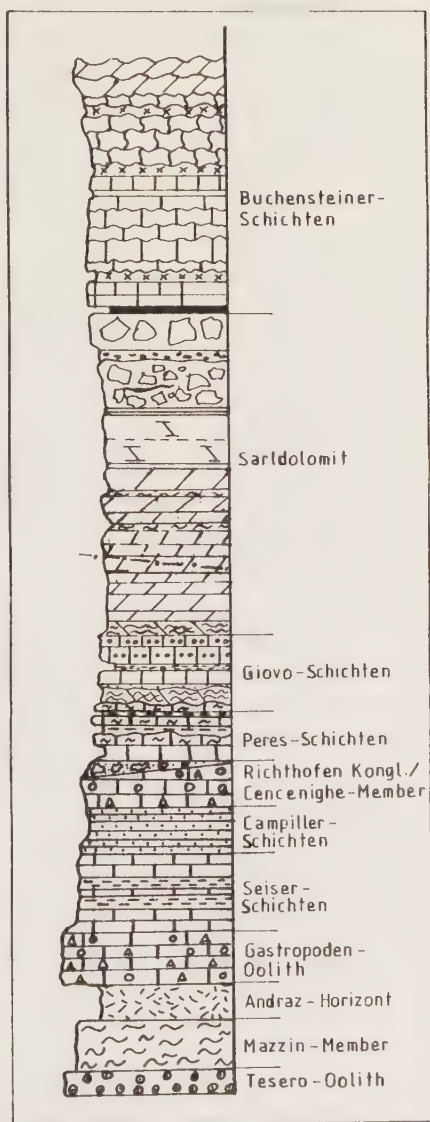


Abb. 5: Sedimente der mittleren Trias
(nach BRANDNER, R., 1982).

Das darüberliegende **Val-Badia-Member** zeugt von einer erneuten Meeresvertiefung, der terrigene Anteil wird völlig verdrängt zu Gunsten der wieder dominierenden Karbonat-sedimentation. Diese Kalke sind sehr fossilreich, besonders zahlreich finden sich Crinoiden und Ammoniten. Das **Cencenighe-Member** weist ebenfalls noch starke Fossilführung auf, gleichzeitig steigt jedoch die Anlieferung von Silikatdetritus erneut an, was für eine Meeresverflachung spricht. Das **Cencenighe-Member** könnte aufgrund einer Conodontendatierung bereits zum Anis gehören, und ist offensichtlich zeitgleich mit dem **Richthofen-Konglomerat**. Die nur örtlich entwickelten **Peres-** (Pragser Dolomiten) und **Giovo-Schichten** (Valle di Giovo) sind ins untere Anis zu stellen. Es handelt sich um terrestrische, rote siltige Mergel und Kalkmergel, die **Giovo-Schichten** weisen als besonderes Kennzeichen starke Anreicherung von Pflanzenhäckseln auf. Die erste große Karbonatbank ist der **Sarldolomit**, dem in Monzoni der **Contrinkalk** entspricht (LEISTNER, 1973). Unregelmäßig gebankte Dolomite weisen kleinräumige Kollapsbrekzien auf, wohl durch dm-große diagenetische Hohlräume verursacht. Die Hangendgrenze zur **Buchensteiner Formation** (Unterladin) ist markant mit mehreren Brekzien-Horizonten und schwarzen bituminösen Laminiten definiert (entspricht der Moena-Formation von MASETTI & NERI, 1980). Die **Buchensteiner-Schichten** sind Beckensedimente, laut BOSSELINI & ROSSI (1974) muß mit Wassertiefen um 800 m gerechnet werden. Bituminöse Plattenkalke wechsellagern mit Knollenkalken und **Pietra-Verde** Lagen. Die zur Beckenfazies zeitgleiche Karbonatplattform, der **Schlerndolomit**, ist mit den **Buchensteiner-Schichten** am Rifftrand verzahnt.

1.3.5 Tektonik

Abb.6/7 zeigen eine Übersicht der großräumigen Tektonik, triadisch und alpidisch, im Bereich der Dolomiten, und einen vergrößerten Ausschnitt des Gebietes um die Intrusionen von Predazzo und Monzoni (DOGLIONI, 1984).

Die Stava-Linie und Cima-Bocche-Antikline werden als mitteltriadische Transpressionsstrukturen gedeutet und mit den beiden Intrusionen in Bezug gesetzt. In Abb.7 erkennt man die hypothetische Ausdehnung der Einsturz-Caldera des Zentralvulkans (Abb.1, S.11). Die untersuchten Marmore liegen dabei alle innerhalb dieser Caldera. Es ist wahrscheinlich, daß bei den verschiedenen Calderaeinbrüchen die hydrothermale Zirkulation verstärkt wurde und somit die für hydrothermale Alteration anfälligen Minerale umgewandelt wurden (siehe S.25, S.37). MASCH (1977) stellte in der Monzoni-Kontaktaureole fest, daß die Isograden durch kleinräumige tektonische Verstellungen ohne erkennbare Verbiegung hindurchlaufen, somit die Metamorphose jünger als der Beginn der tektonischen Phase sein muß. Für Predazzo ist dies nicht überall gewährleistet. An der Lokalität Pian-Grande muß man eine tektonische Verstellung nach der Metamorphose annehmen, da die Kontaktmarmore nur schwach metamorph sind.

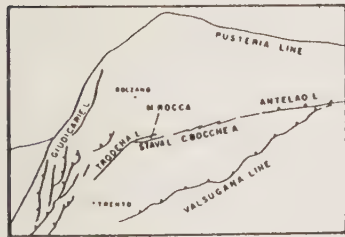


Abb. 6: Großräumige Tektonik der Südalpen, triadisch und alpidisch. (DOGLIONI, 1984).

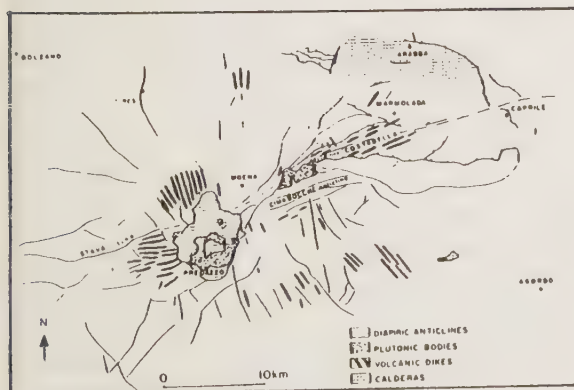
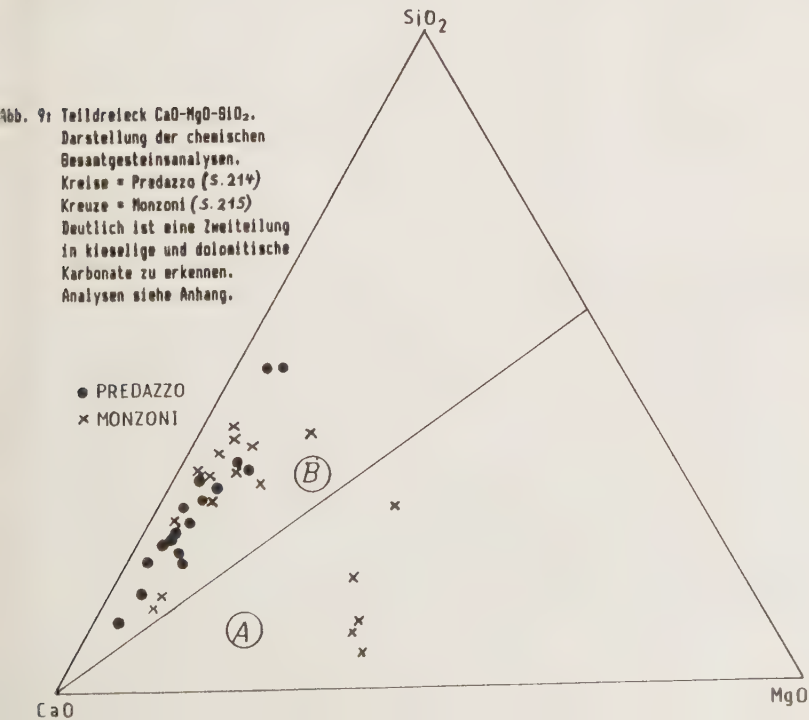
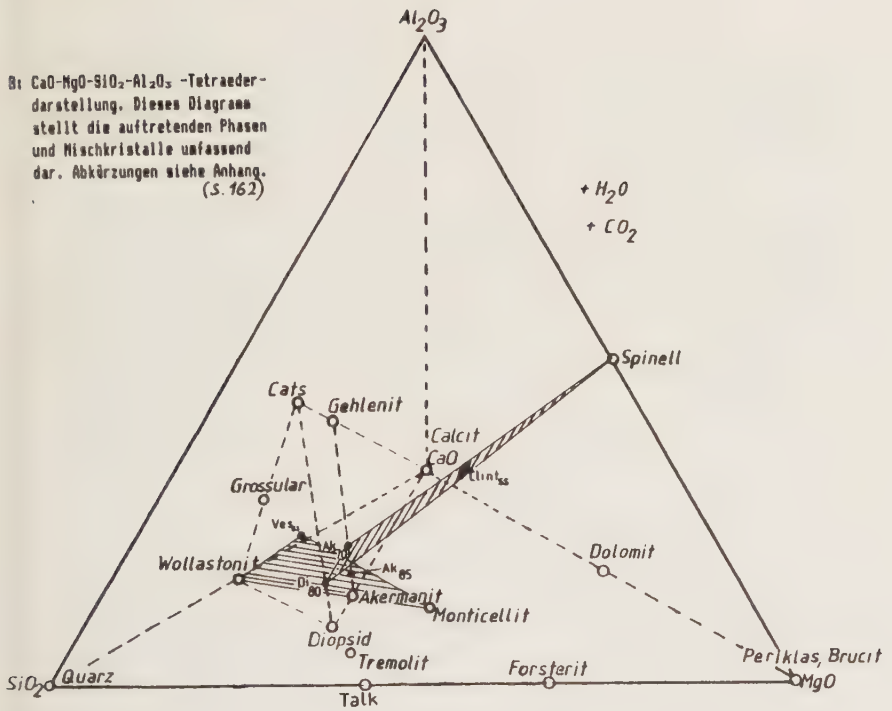


Abb. 7: Tektonische Karte der Gegend um die Intrusionen von Predazzo und Monzoni, die sich entlang der Stava-Linie, Cima Bocche Antikline und der Antelao-Linie aufziehen. Auffällig sind die zentrierten Gangscharen um die Predazzo-Intrusion (DOGLIONI, 1984).

2. KONTAKTMETAMORPHOSE

2.1 CHEMOGRAPHISCHES SYSTEM

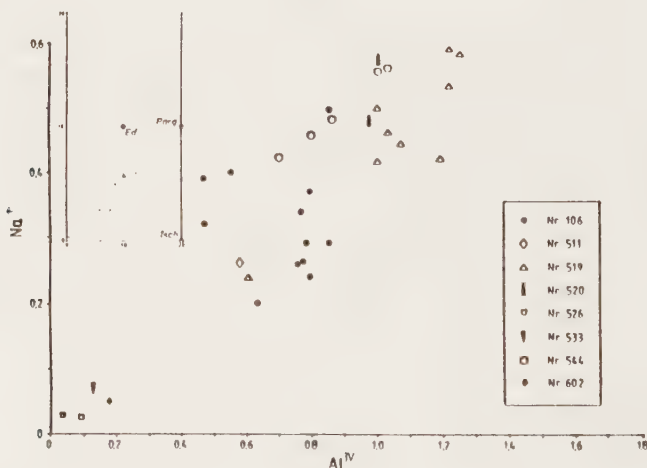
Auf Grund von Gesamtgesteins- (Kap.6.5, S.214ff.) und Mineralanalysen (Kap.6.4, S.175ff.) erweist sich die übliche CaO-MgO-SiO_2 -Darstellung zur Betrachtung der gesamten, komplexen Karbonatmetamorphose als unzureichend, da die natürlichen Gesteine fast immer Multisysteme darstellen. Viele Reaktionen und Paragenesenverteilungen lassen sich in dem vereinfachten CMS-System nicht erklären. Zusätzlich auftretende Komponenten sind Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , Na_2O und K_2O . Unter dieser Vielfalt erwies sich Al_2O_3 unter dem Aspekt der Mischkristallentwicklung als wichtigste der zusätzlichen Komponenten (Kap.4, S.112ff.). Die zur Detailuntersuchung ausgewählte Melilithbildung ist als Mischkristallreihe Gehlenit- Akermanit experimentell belegt (WASSERMANN, 1982). Die Austauschreaktion MgSi/AlAl zeigt eine temperaturabhängige Entwicklung. Fe^{2+} -, Fe^{3+} - und Ti^{4+} Gehalte der Klinopyroxen-Mischkristalle werden vom Melilith nicht übernommen. Allein der Na^+ -Gehalt des Melilith ist z.T. bedeutend, dessen Abhängigkeit von P,T, und Xco_2 Bedingungen ist jedoch nicht ausreichend dokumentiert, um Aussagen über die Mischkristallentwicklung mit der Temperatur zu treffen. Aus diesen Gründen wurde zur Systemerweiterung die Komponente Al_2O_3 ausgewählt. Die Darstellung der auftretenden Minerale erfolgt im $\text{SiO}_2\text{-CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ -Tetraeder (Abb.8, S.21). Da diese Darstellung für die Entwicklung von Phasenbeziehungen und Reaktionsfolgen oft zu unübersichtlich ist, werden den Reaktionspartnern entsprechende Teildreiecke dieser Tetraederdarstellung ausgewählt, z.B. zur Darstellung der Gesamtchemismen das CMS-Teildreieck (Abb.9, S.21). Hierbei ergeben sich sehr unterschiedliche Ausgangskemismen, die grundsätzlich zweigeteilt werden: A = dolomitische Kalke, B = kieselige Kalke. Im Kapitel Reaktionsfolge (S.33ff.) werden diese Gruppen getrennt behandelt. Die für die Mischkristallentwicklung wichtigen Komponenten Al_2O_3 und MgO sind im Teildreieck CaTS-Diopsid-Calcit gesondert



Im Folgenden werden die Chemismen der prograd gebildeten Minerale aufgeführt, die der retrograden Mineralbildungen werden gesondert besprochen (Kap.2.3, S.48ff.).

AMPHIBOLE:

Die Bildung der Amphibole erfolgt aus Talk-Calcit +-Quarz-Paragenesen. Sie zeigen mit Temperaturerhöhung eine Entwicklung von tremolitbetontem zu mehr pargasitbetontem Chemismus. Die Variation der Mischkristalle ist folgende (MASCH, 1987):



PYROXENE:

Chemismus und Bildungsreaktion werden ausführlich im Kapitel Mischkristallentwicklung behandelt (S.122ff.). Bezüglich ihrer Entwicklung mit Temperaturerhöhung muß man 2 Bereiche trennen: Koexistenz mit Tremolit bzw. Calcit, und Koexistenz mit Melilith. Im ersten Fall sind die Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -Gehalte niedrig. Die Probe 1075b (Allochotgrat) zeigt außergewöhnlich hohe Hedenbergitkomponente (Kap.6.4, S.186). Die Klinopyroxene kurz von der Melilith-Isograden (Toal da Masson, Pobe 390-20) sind fast reine Diopside (Kap.6.4, S.186).

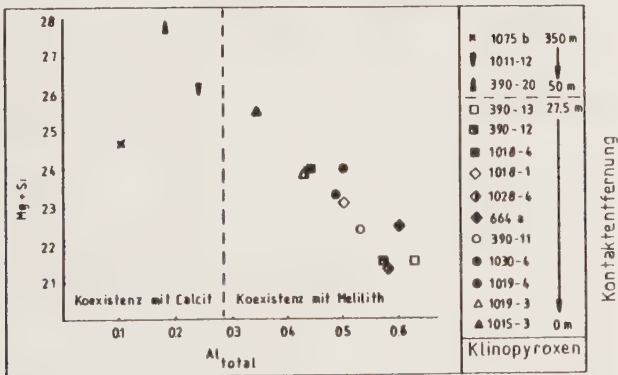
1075 b, CPX 4: $(\text{Ca}_{0.94}\text{Na}_{0.03})(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}^{2+}_{0.42}\text{Fe}^{3+}_{0.01}\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.01})(\text{Si}_{1.95}\text{Al}_{0.05})\text{O}_6$

390-20, CPX16: $\text{Ca}_{1.01}(\text{Mg}_{0.91}\text{Al}_{0.06}\text{Ti}_{0.01})(\text{Si}_{1.99}\text{Al}_{0.12})\text{O}_6$

In Koexistenz mit Melilith weisen alle Klinopyroxene bedeutende Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -Gehalte auf. Die Mischkristallentwicklung mit Temperaturerhöhung verläuft analog der Melilithentwicklung von Al-reichen zu Mg-reichen Chemismen.

390-13, CPX 5: $\text{Ca}_{0.99}(\text{Mg}_{0.41}\text{Fe}^{3+}_{0.19}\text{Al}_{0.17}\text{Ti}_{0.06})(\text{Si}_{1.54}\text{Al}_{0.46})\text{O}_6$

1015-3, CPX 7: $\text{Ca}_{1.01}(\text{Mg}_{0.83}\text{Fe}^{3+}_{0.08}\text{Al}_{0.09})(\text{Si}_{1.83}\text{Al}_{0.17})\text{O}_6$



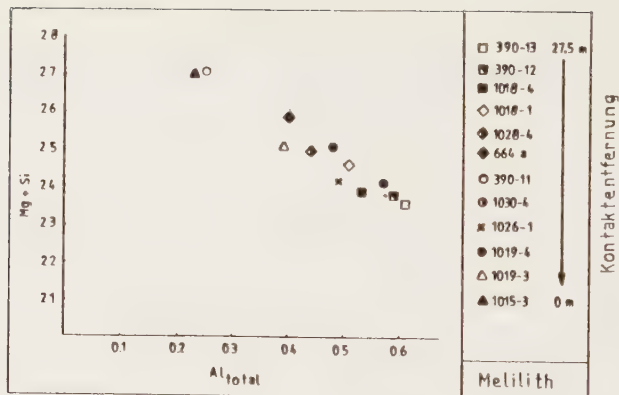
MELILITHE:

Chemismus und Bildung werden explizit im Kapitel Mischkristallentwicklung (S.112ff.) besprochen. Folgende Entwicklung ergab sich bei Temperaturerhöhung (Analysen, siehe s.175ff.):

390-13, Mel147: $(\text{Ca}_{1.98}\text{Na}_{0.02})(\text{Mg}_{0.41}\text{Al}_{0.36})(\text{Si}_{1.75}\text{Al}_{0.25})\text{O}_7$

1015-3, Mel24: $(\text{Ca}_{1.98}\text{Na}_{0.02})(\text{Mg}_{0.79}\text{Fe}^{2+}_{0.04}\text{Al}_{0.14})(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.09})\text{O}_7$

Leichte Abweichungen im absoluten Al-Gehalt ergaben sich für die Na-reichen Melilithe, für die aber die Gesamtentwicklung ebenfalls zu Mg-betonten Mischkristallen führt.



OLIVIN:

Olivin tritt in mehreren Paragenesen auf:

In Probe 519 mit Do-Tremas-Cc, Allochetgrat:



In Probe 1016-4 mit Mtc-Sp-Pws, Toal da Masson:



In Probe 1087 d mit Cpx-Cc, Canzoccoli:



Außer bei letzterer Paragenese mit Cpx-Cc handelt es sich durchweg um Forsterite mit niedriger Fayalit-Komponente.

SPINELL:

Spinell bildet sich sowohl mit Forsterit, Klinopyroxen und Monticellit. Auch ohne das mit der Mikrosonde gemessene FeO in $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ aufzutrennen, erkennt man bei Betrachtung der Mineralformeln aus der starken Zunahme des Mg^{2+} (Austausch $\text{Mg} = \text{Fe}^{2+}$) daß sich das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis mit Temperaturerhöhung verringert.



MONTICELLIT:

Monticellit zeigt überwiegend gleichbleibenden Chemismus:



2.2 PROGRADE REAKTIONEN UND PARAGENESEN

Zur Festlegung der Zonen und Isograden wurden ausschließlich Berührungsparagenesen herangezogen. Die Isograden wurden zwischen dem letzten Auftreten einer Reaktandenparagenese und dem ersten Auftreten einer Produktparagenese eingengt. In Bereichen mangelnder Aufschlußverhältnisse wurde das erste Auftreten der Produktparagenese als Isogradenüberschreitung angesehen.

2.2.1 Predazzo

Im Gebiet von Predazzo gestaltet sich eine Isogradenkartierung wegen starker Vegetationsbedeckung und zahlreichen Verwerfungen recht schwierig.

An fünf Lokalitäten grenzen Sedimente der Trias an Intrusivgesteine (siehe Abb.2, S.12):

"Le Coronelle" und "Malgola Ost" im Süden,
"Canzoccoli" und "Pian Grande" im Westen
und "Bellamonte-Viezzena" im Osten.

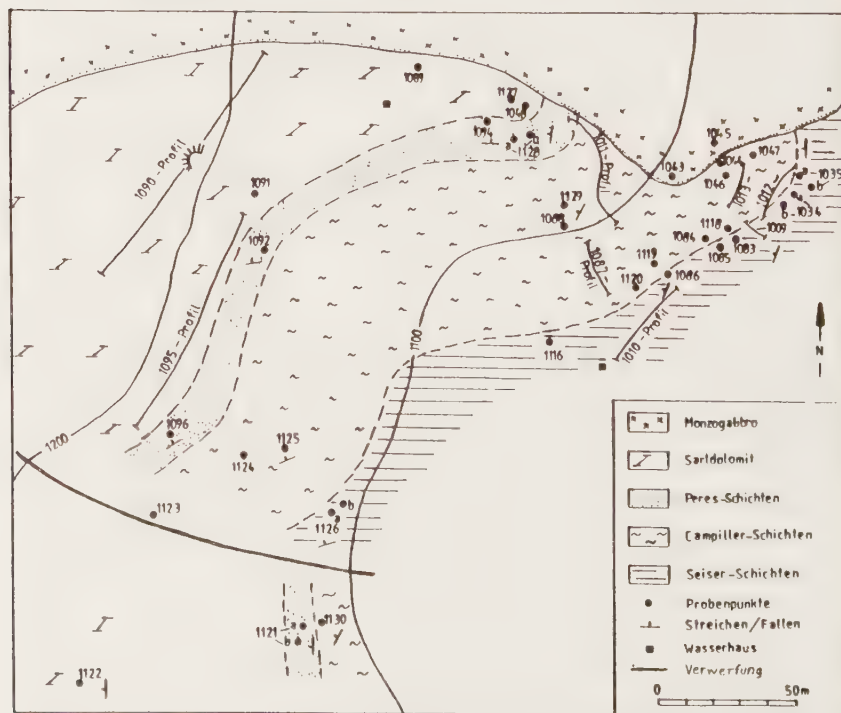
Die beiden zuletzt genannten Gebiete, "Pian Grande" und "Bellamonte-Viezzena" erwiesen sich für eine Isogradenkartierung als völlig ungeeignet, da die Sedimente, soweit überhaupt aufgeschlossen, offensichtlich in tektonischem Kontakt zum Intrusiv stehen. Die Lokalität "Malgola Ost" ist ebenfalls ungeeignet, da nur ein etwa 20 m² großes Aufschlußgebiet im direkten Kontaktbereich besteht, wobei noch die Tatsache einer tiefgreifenden hydrothermalen Zersetzung der Gesteine hinzukommt. Auf eine Beschreibung dieser drei Gebiete wurde daher verzichtet.

"Le Coronelle" und "Canzoccoli" sind die einzigen Gebiete, die annähernd geeignete Aufschlußmöglichkeiten bieten, und deren kontaktmetamorphe Sedimente in ursprünglichen Kontaktverhältnissen zum Intrusiv stehen.

2.2.1.1 "Canzoccoli"

An der "Canzoccoli" wurde eine Sedimentfolge des Skyth, Anis und Ladin metamorphosiert. Der Intrusivkontakt ist unterschiedlich gut aufgeschlossen. Zu den Sedimenten des Skyth ist er zum größten Teil durch starke Vegetation verdeckt, die Kontakte zum Anis- und Ladinriff sind aufgeschlossen. Dort streicht die Kontaktfläche N80E und fällt 70° nach Norden ein.

Die Sedimentschichten zeigen, insgesamt gesehen, ein überwiegendes NE-SW -Streichen und fallen 25 - 45° nach Nordwesten ein. Mit Kontaktannäherung biegen die Schichten um, bis sie nahezu N-S streichen und zum Kontakt nach Nordwesten schräg einfallen (Abb.10).



Die Sedimente des Skyth sind im Zusammenhang nur bis etwa 70 m Kontaktentfernung aufgeschlossen, wobei es sich dabei meist um steile Felswände handelt, die nur mühsam und teilweise gar nicht beprobbar waren. In etwa 150 m Kontaktentfernung treten diese Schichten in einzelnen Felsnasen wieder auf, um nach weiteren 60 m endgültig unter der Vegetation zu verschwinden. Die Kontaktaureole ist daher nur bis zu Entfernungen von ca. 280 m zu verfolgen -und auch das nur lückenhaft-, d.h. die Proben weisen durchweg hohe Temperaturen auf, sodaß keine vollständige Isogradenkartierung möglich war.

Das Anisriff ist bis zu einem Taleinschnitt in 270 m Kontaktentfernung zu verfolgen. Dieser Einschnitt stellt eine Verwerfungslinie dar, im Probenstreichen setzt eine deutliche Änderung ein (Abb.10, S.26; Abb.1, S.11). Die Probenfolge Hornfelse (1121) mit darunterliegenden kavernösen Karbonaten (1130), hat seine Fortsetzung in den Punkten 1096 und 1124. Es handelt sich daher um einen sowohl vertikalen als auch horizontalen Versatz.

Die stratigraphische Einteilung erfolgte nach einem Trias-Profil von BRANDNER & MOSTLER (1982):

Die zuunterst aufgeschlossenen Sedimentschichten sind durch bis zu 2m mächtige Karbonatbänke mit dazwischengeschalteten Mergellagen gekennzeichnet, die im Hangenden dünner werden, was den Seiser-Schichten entspricht (Abb.11, S.28). Die Grenze zu den nächst jüngeren Campiller-Schichten wurde mit dem Auftreten einer starken Quarz/Glimmer-Fraktion gezogen. Es wechsellagern Kalke, Sandsteine und sandige Mergel (Abb.11, S.28). Innerhalb dieses Horizonts ist es im Kontaktbereich zur Ausbildung von nahezu monomineralischen Monticellitfelsen gekommen (Abb.20, S.36).

Rote Hornfelslagen mit noch vorhandenen Schlammstromstrukturen, direkt unterhalb des großen Dolomitriiffs werden als Peres-Schichten angesprochen, die den Übergang Skyth/Anis kennzeichnen. Darüber liegt grobbankiger Sarldolomit, der in seinem untersten Bereich durch kleinräumige Kollapsbreccien (Punkt 1091, Abb.10, S.26),

verursacht durch dm-große Lösungshohlräume, gekennzeichnet ist. Auch in der chemischen Zusammensetzung läßt sich das Anis-Riff zweiteilen: die Marmore im Liegenden weisen zusätzlich zu Periklas (Brucit) hohe Forsterit-Gehalte auf, in den hangenden Bereichen handelt es sich um fast reinen Periklasmarmor ohne Forsterit (Abb.17, S.34).

Die **Buchensteiner-Schichten** fehlen im Canzoccoli-Profil völlig. Oberhalb des Anis-Riffs folgt der Latemarkalk, bei dem die Metamorphose lediglich zu einer Kornvergrößerung geführt hat, mangels Silikatgehalt und Mg-Komponente jedoch zu keinerlei Mineralneubildungen.

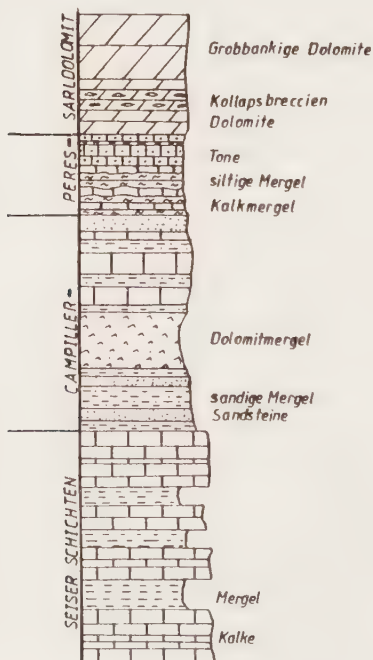
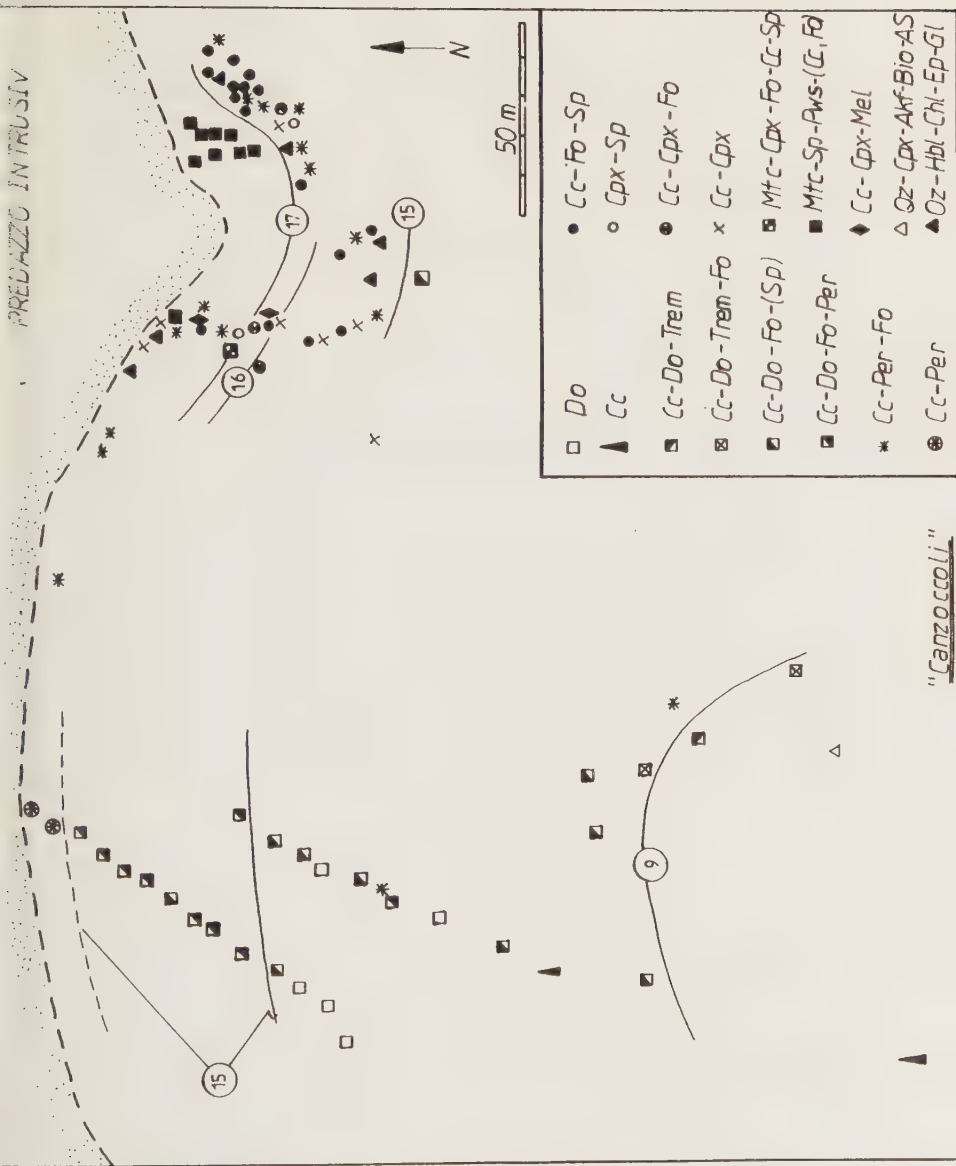


Abb. 11: Sedimentprofil Canzoccoli:
Im Liegenden die Seiser Schichten, gefolgt von Campiller und Peres. Bei Probe 1091 wurde ein Kollapsbreccien-Horizont festgestellt, was laut BRANDNER (1982) den Beginn des Anis kennzeichnet. Den Abschluß bildet ein grobbankiges Dolomitriff.

In Kontaktnähe liegen um Monzonitapophysen Skarnbildungen im Marmor vor. Diese regelmäßig aufgebauten metasomatischen Säume werden gesondert in Kap. 2.4, S.59ff. beschrieben. Die folgende Abb.12 zeigt die vollständige Paragenesen- und Isogradenkartierung der Lokalität "Canzoccoli".



"Canzoccoli"

Abb. 12: Paragenesen- und Isogradenkarte "Canzoccoli"

Folgende Isograden konnten in der Reihenfolge mit Kontaktannäherung festgelegt werden:

- ⑨ Calcit-Tremolit-Forsterit-Dolomit
- ⑮ Calcit-Dolomit-Periklas
- ⑮ Calcit-Klinopyroxen-Mallolith
- ⑮ Calcit-Forsterit-Monticellit-Spinell

2.2.1.2 Le Coronelle

An der Lokalität "Le Coronelle" sind die Aufschlußverhältnisse nur sehr lückenhaft, da die Vegetation noch stärker ist als an der "Canzoccoli".

Es treten Sedimente des Skyth und eine kleine Linse von Bellerophonkalken auf, die jedoch nicht weiter untersucht wurde, da es sich um ein isoliertes, nicht zum Kontakt hin verfolgbares Vorkommen handelt. Bei den auftretenden Skyth-Sedimenten handelt es sich fast ausschließlich um stark kieselige Karbonate mit einzelnen dazwischengeschalteten mergeligen Lagen. Aufgrund dieses Chemismus wurden diese Schichten als Campiller Schichten angesprochen. Die kontaktfernstesten Proben (1005-2 bis -6) werden wegen ihrer typischen Fossilführung (Claraia) den

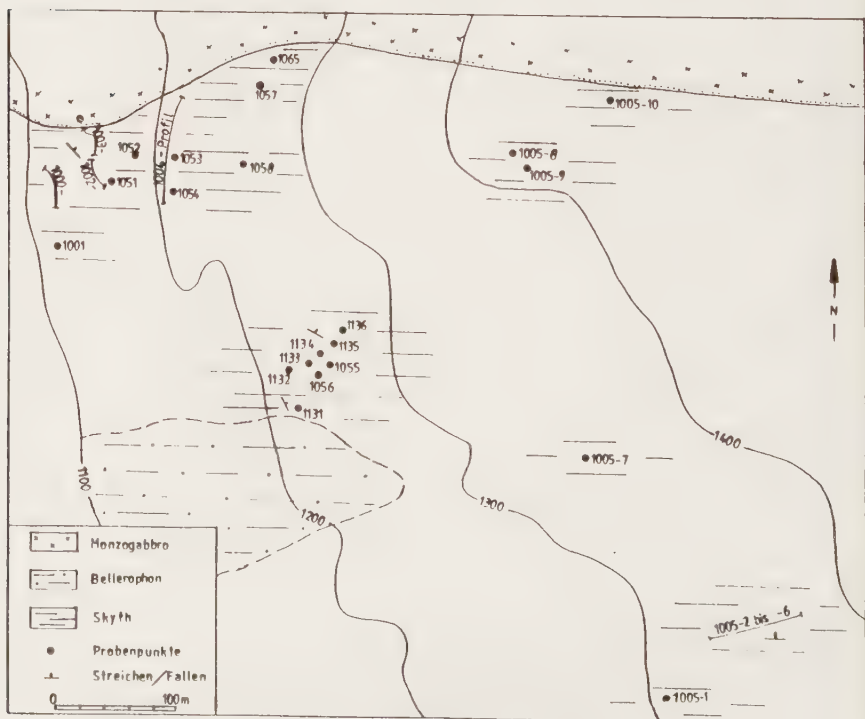


Abb. 13: Probenkarte Lokalität "Le Coronelle".

Das allgemeine Schichtstreichen verändert sich auch in dieser Lokalität mit Kontaktannäherung.

Seiser Schichten zugeordnet.

Aufgrund der unterschiedlichen Streichrichtungen der kontaktnahen und kontaktfernen Proben, und aus dem Vorliegen der letzteren als unmetamorphe, dünnsschichtige Sedimente (450 m Kontaktentfernung, d.h. sicherlich innerhalb der Kontaktaureole), muß man von einer gestörten Lagerung der Schichten ausgehen, eventuell im Zusammenhang mit der großräumigen Bruchtektonik im Bereich der Vulkan-Caldera (Abb.1, S.11). Die Lagerung der Schichten ist überwiegend flach, nur zum Kontakt hin tritt wiederum ein starkes Einfallen um 45° ein. Streichrichtung ist NW-SE. Die Aufschlüsse befinden sich im direkten Kontaktbereich zusammenhängend bis etwa 80m Kontaktentfernung, in einer Kontaktentfernung von etwa 250m und einige verstreut auftretende Felsnasen in Kontaktentfernungen bis über 400 Meter. Zusammenhänge konnten nur bruchstückweise hergestellt werden. Bei der Probe 1005-10, direkt am Kontakt, könnte es sich auch um Schichten des Anis handeln. Da es jedoch ein isoliertes Vorkommen ist, läßt sich diese Vermutung nicht belegen.

In Kontaktnähe schlägt ein etwa 2m breiter Syenitgang // zum Streichen durch die Skyth-Schichten hindurch. Dieser Gang könnte bei Zeitgleichheit mit der Intrusion zu einer Beeinflussung der Kontaktmetamorphose geführt haben. In direkt angrenzenden Marmoren sind insbesondere die Wollastonite kataklastisch zerbrochen und wieder mit Calcit gefüllt.

Am unmittelbaren Kontakt ist es zu intensiver Skarnbildung gekommen. Es hat sich ein grobspätiger Calcit-Klinopyroxen-Fels (Abb.39, S.59), ähnlich einer Probe des Toal da Masson (Monzoni) ausgebildet. Auf den folgenden 10-20m sind die Marmore vollständig metasomatisch überprägt, es haben sich Vesuvian-Granat-Klinopyroxenskarne gebildet.

Die folgende Abb.14 zeigt die vollständige Paragenesen- und Isogradenkartierung der Lokalität "Le Coronelle".

2.2.1.4 Reaktionsfolge

An der Canzoccoli sind nur kontaktnahe Gesteine (bis etwa 270m Kontaktentfernung) aufgeschlossen, daher konnten dort nur die hochtemperierten Metamorphosestufen festgestellt werden. Vorkommen von Quarz oder Talk sind nicht aufgeschlossen. An der Coronelle hingegen konnte in den kontaktfernten Proben die Paragenese Calcit-Dolomit-Quarz festgestellt werden. Die Talkbildung ist auch hier nicht aufgeschlossen. Wie bereits auf S.21 erwähnt, erfolgt die Darstellung der Reaktionsfolgen getrennt in zwei unterschiedliche Ausgangschemismen.

Dolomitische Kalke (A):

Die kontaktfernten, d.h. niedrigtemperierten Proben zeigen die Ausgangsparagenesen Dolomit +/- Calcit und Calcit-Dolomit-Quarz. Talk- und Tremolit-Isograden sind nicht aufgeschlossen. Die niedrigsttemperierte Paragenese an der Canzoccoli ist Calcit-Dolomit-Tremolit (Abb.15). Die Kontaktentfernung beträgt nur etwa 150m (Temperaturen oberhalb der Tr-Do-Stabilität), es ist möglich, daß diese Probe tektonisch versetzt wurde.

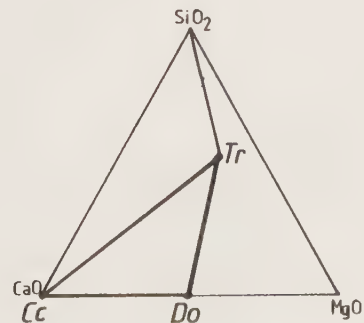


Abb. 15: a) Tremolitscheiter in Dolomit, vereinzelt Calcite (Probe 1126b, Canzoccoli)

b) Ausgangsparagenese Calcit-Dolomit-Tremolit, dargestellt im CMS-Teilsystem.

Wenige Meter näher zum Kontakt erfolgt bereits die Forsteritbildung nach der Reaktion (Abb. 16):

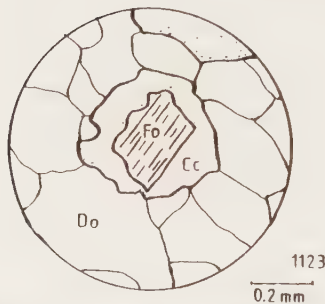
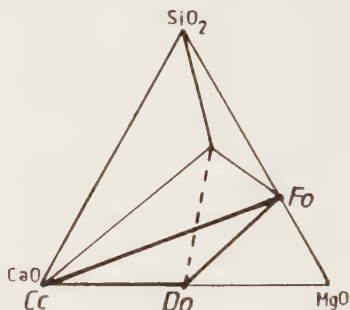


Abb. 16: a) Forsteritkorn, von Dolomit durch durch Calcit-saum getrennt, Coronatextur (Probe 1123, Canzoccoli)

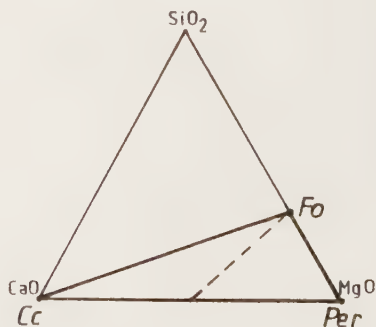


b) Reaktion (9) und Produktparagenese in CMS-Teilsystem

Die Paragenese Calcit-Dolomit-Forsterit ist sehr verbreitet, sie wird erst bei Kontaktentfernungen von etwa 65m durch die nächsthöhere Metamorphosestufe nach folgender Reaktion abgelöst (Abb. 17):



Abb. 17: a) Periklasquader in Dolomit, Calcit-matrix, Isogradenparagenese (Probe 1090-8, Canzoccoli)



b) Reaktion (15) und Produktparagenese in CMS-Teilsystem

Die Paragenesen **Calcit-Periklas** und **Calcit-Periklas-Forsterit** (Abb.17, S.34; Abb.61, S.106) sind bis zum Kontakt stabil. Periklas liegt auf Grund vollständiger retrograder Umwandlung als **Brucit** vor. Wegen der überwiegend quadratischen Umrissse der Brucit-Aggregate und aus dem Auffinden eines Periklas-Relikts (Probe 1090-8) läßt sich jedoch auf die ursprüngliche Ausbildung von Periklas schließen. Die Reaktion 15 wird im Hinblick auf die Fluidkontrolle im Kap. 3.7 (S.109ff.) detailliert untersucht.

Leicht kieseligere Kalke sind vor allem in den Campiller Schichten verwirklicht. Diese Schichten sind zwischen den Tremolitparagenesen in 150-200m Kontaktentfernung und dem nahen Kontaktbereich um 50m nicht aufgeschlossen. Zwischen 50 und 25m Kontaktentfernung ist die Paragenese **Calcit-Klinopyroxen-Forsterit** ausgebildet (Abb.18).

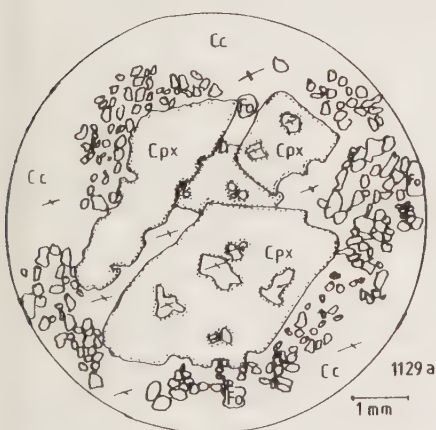
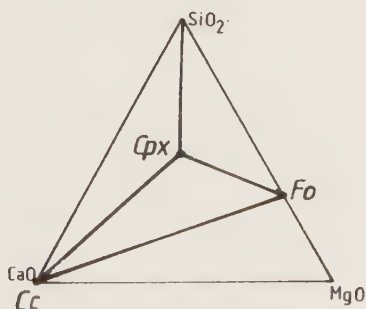


Abb.18: a) Idiomorphe Klinopyroxene in Calcitmatrix, umsäumt von Forsterit



b) Ausgangsparagenese Klinopyroxen-Calcit-Forsterit im CMS-Teilsystem

Als höchsttemperierte Metamorphosestufe direkt am Kontakt hat sich Monticellit nach folgender Reaktion gebildet (Abb.19, S.36):



(nicht stöchiometrisch)

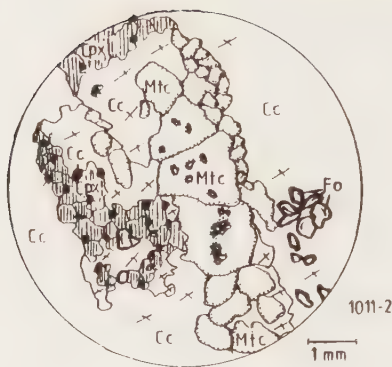
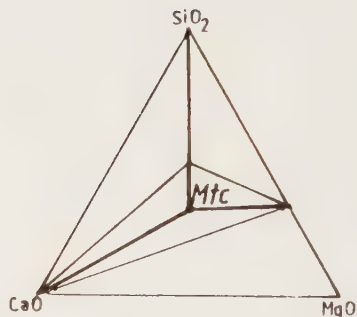


Abb. 19: a) Isogradenparagenese Cc-Fo-Mtc-Sp
(Probe 1011-2, Canzoccoli)



b) Reaktion ⑪ im CMS-Teilsystem

In diesem Fall wurde die Reaktionsgleichung um die Al_2O_3 - und TiO_2 -Komponenten erweitert, da es eindeutig zur Bildung von Spinell und Perowskit neben Monticellit kommt.

Karbonatfreie Gesteine mit der Paragenese Monticellit-Spinell-Perowskit (Abb. 20) kann man als nahezu monomineralische Monticellitfelse bezeichnen.

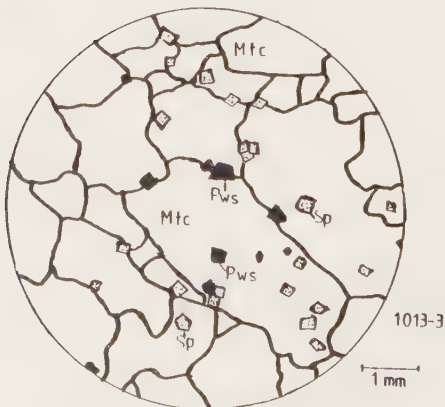


Abb. 20: Produktparagenese, nahezu monomineralischer Monticellitfels mit idiomorphen Spinellen und Perowskiten (Probe 1013-3, Canzoccoli)

Die in Resten noch vorhandene Paragenese **Monticellit-Forsterit** ist wegen ihrer gegenseitigen beschränkten Mischbarkeit und dem temperaturabhängigen Solvus von großer thermometrischer Bedeutung (Kap.2.5.1, S.61ff.).

Die gesamte Zonenfolge für die dolomitischen Kalke lautet:

Cc-Do-Tr	Cc-Fo-Cpx
<u>Forsteritbildung</u> (9)	<u>Monticellitbildung</u> (17)
Cc-Do-Fo	Cc-Fo-Mtc
<u>Periklasbildung</u> (15)	
Cc-Fo-Per	

Die besonders in den Seiser-Schichten häufige Ausbildung der Paragenese **Calcit-Forsterit-Spinell** dokumentiert genau wie die Spinellbildung in Monticellit-Paragenesen die immer vorhandene Al_2O_3 -Komponente.

Kieselige Kalke (B):

An der Canzoccoli treten kieselige Karbonate nur auf sehr wenige Campiller Horizonte beschränkt auf. Bis zu einer Kontaktentfernung von 25 m konnte die Paragenese **Calcit-Klinopyroxen** festgestellt werden. Tiefertemperierte Metamorphosestufen fehlen. Die Bildung von **Melilith** ist nicht eindeutig. Nach sorgfältigem, jahrelangem Studium des Melilith und seinen häufig auftretenden retrograden Umwandlungsprodukten, kann jedoch aus den an der Canzoccoli vorliegenden, völlig umgewandelten Phasen auf das ursprüngliche Vorhandensein von Melilith geschlossen werden.

An der Coronelle sind es gerade diese stark kieseligen Marmore, die aufgeschlossen sind. In etwa 250m Kontaktentfernung stehen beiderseits eines Rinneneinschnitts Marmore an, die die Paragenese **Calcit-Klinopyroxen** aufweisen. Diese Klinopyroxene erinnern wegen ihrer ungewöhnlichen, stengeligen Ausbildung an Probe 390-20 (Toal da Masson, Monzoni), wobei es sich

offensichtlich um entsprechende Horizonte handelt.

In etwa 60m Kontaktentfernung kommt es zur **Melilithbildung** nach folgender Reaktion (Abb.21):



(16)

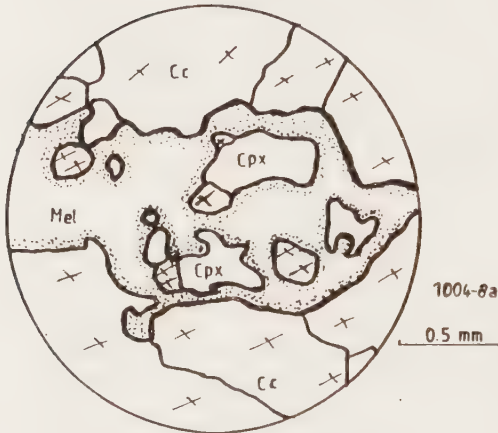
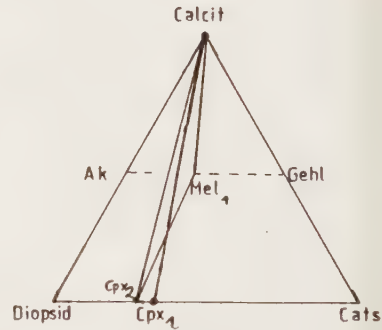


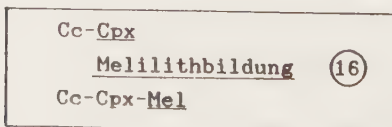
Abb. 21: a) Vollständige Melilithumwandlung von Klinopyroxen in Calcitmatrix, (Probe 1004-8a, Le Coronelle)



b) Phasenbeziehungen der Reaktion 16 dargestellt im Teilsystem Di-Ca-TS

Je nach dem SiO_2/MgO -Verhältnis der Gesteine liegen die Paragenesen **Cc-Cpx-Mel**, **Cc-Cpx-Wo-Mel** oder **Cc-Wo-Mel** vor. Eine detaillierte Untersuchung des koexistierenden Mineralpaares Klinopyroxen/Melilith war aufgrund relativ starker Umwandlung des Melilith (bei äußerlich frisch erscheinendem Gestein) nicht im gleichen Ausmaß möglich wie im "Toal da Masson", Monzoni-Aureole (Kap.4, S.130ff.).

Die gesamte Zonenfolge für die Kalksilikate lautet:



Diese Reaktion wird im Kapitel **Mischkristallentwicklung** explizit untersucht (Kap.4, S.112ff.).

2.2.2 Monzoni

Die progressive Metamorphose der Karbonate in der Kontaktaureole der Monzoni-Intrusion wurde bereits von MASCH (1977) an zwei Lokalitäten, Monzoni-Ost im Osten und Toal da Masson im Süden, erarbeitet. Im Folgenden werden beide Lokalitäten nur in Bezug auf die erneute, auf Verfeinerung bezüglich Isogradenverlauf und Parageneseverteilung ausgewählter Reaktionen ausgerichtete Untersuchungen beschrieben.

2.2.2.1 Monzoni-Ost:

Im Osten der Intrusion zieht die gesamte Sedimentfolge Perm/Trias in ursprünglicher Abfolge mit vereinzelter Störungen auf den Kontakt zu. Die Karbonat-Metamorphose ist von der niedrig temperierten Talkbildung bis zur höchsttemperierten Melilithbildung bzw. Periklasbildung zu verfolgen. Abb.22 zeigt die Isogradenkarte der bisher untersuchten, mehr oder weniger kieseligen Karbonate dieses Gebietes (MASCH, 1977). Diese Isogradenkartierung bildete die Grundlage für eine detaillierte Untersuchung einzelner Reaktionen mit dem Schwerpunkt auf der Feststellung ihrer

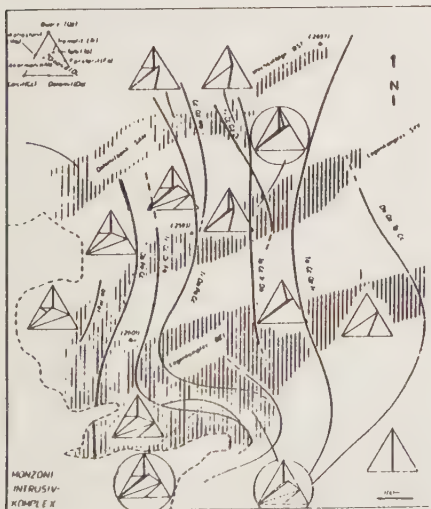
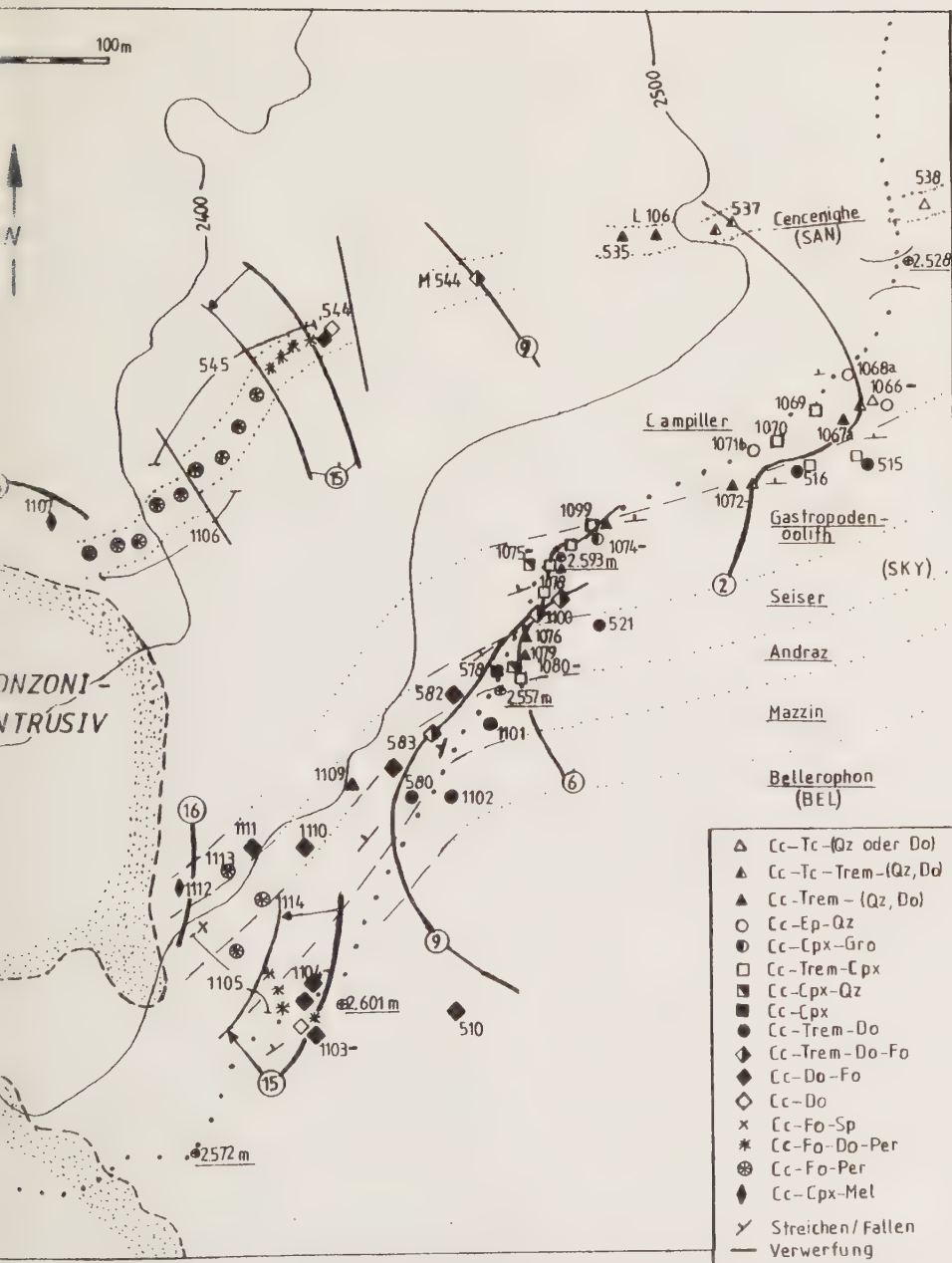


Abb. 22: Zonenkarte aller kieseligen
Karbonate in Monzoni Ost.
Die Ausgangslagen sind schraffiert.
(aus MASCH, 1977)

räumlichen Verteilung im Gelände ("Isogradenband") und daraus folgend die reaktionskontrollierenden Faktoren:

Beeinflussung durch die X_{Co2} -Veränderung der fluiden Phase oder durch Mischkristallveränderungen der miteinander reagierenden Festkörperphasen. Um das Gebiet von Monzoni mit dem von Predazzo vergleichen zu können, wurden analoge Reaktionen zur Untersuchung ausgewählt. Zur Feststellung des Einflusses der beiden Parameter X_{Co2} und X_{Si} wurde eine Reaktion ohne und eine mit Mischkristallbildung ausgewählt (Melilith-, Periklasbildung). Im Gebiet von Monzoni-Ost läßt sich die Periklasbildung in der dem Cencenighe-Member (=SAN, MASCH 1977) zugeordneten Gesteinsbank lückenlos verfolgen. Es wurde ein gesamtes Probenprofil vom ersten Auftreten des Periklas in 270m Kontaktentfernung bis zum Intrusivkontakt bearbeitet (Kap.3.7, S.109ff.). Auch in der Schichtfolge BEL (MASCH, 1977) kam es zur Bildung von Periklas. In diesem Bereich sind die Lagerungsverhältnisse jedoch gestört, die Schichten ziehen in Form einer großen Falte zum Kontakt. Auch in diesen Schichten wurde ein Profil vom ersten Auftreten des Periklas bis zum Kontakt genommen. Zum Studium der Melilith-Mischkristallentwicklung (Kap.4, S.112ff.) erwies sich Monzoni-Ost als ungeeignet, da es nur an einigen verstreut auftretenden Linsen zur Melilithbildung gekommen ist und diese zudem vollkommen umgewandelt vorliegen. Zur Untersuchung der koexistierenden Mischkristalle Melilith/ Klinopyroxen gehört auch eine Untersuchung der Klinopyroxen-Mischkristalle vor der Melilith-Isograden. Hierfür wurde die Probenfolge am Allochetgrat, über den die Klinopyroxen-Isograde verläuft, verfeinert. Dabei ergab sich die folgende Proben- und Paragenesenkarte (Abb.23, S.41), bei der zusätzlich zu den eigenen Proben, welche die Klinopyroxen-, Periklas- und Melilith-Isograden festlegen, Proben von MASCH (1977) hinzugenommen wurden, um die Forsterit- und Tremolit-Isograden belegen zu können. Bei der Darstellung wurde darauf verzichtet, die mit Proben belegten Isograden der einzelnen Horizonte untereinander zu verbinden. Die Probenfolgen beginnen in der Talk-Calcit-Zone und setzen sich über den Allochetgrat bzw. über das Selle-Plateau bis



gesamte Folge des Skyth bis hin zum Bellerophon, d.h. kieselige und dolomitische Kalke im Wechsel, und damit sehr unterschiedliche Mineralparagenesen. Die Lagen der Tremolit-, Forsterit- und Periklas-Isograden entsprechen in etwa der Isogradenkartierung von MASCH (1977). Für die letztere ergab die Isogradenverfeinerung, daß sich die invariante Paragenese Cc-Do-Per über einen Geländestreifen von 35m erstreckt, was nur durch verändertes X_{CO_2} erklärbar ist (Abb.27, S.47, siehe auch Kap.3.7, S.109ff.). Da die Tremolitbildung im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht wurde, ist auf eine Trennung der Isograden nach den beiden Bildungsreaktionen ② und ③ verzichtet worden. Die festgestellte Lage der Klinopyroxen-Isograden weicht von der bisherigen ab. Der erste Klinopyroxen in Koexistenz mit Tremolit taucht in Kontaktentfernungen von 650m auf (Probe 1069), die letzte Koexistenz Trem-Cpx wurde in Proben aus 325m K.E. gefunden. Dabei ist es zusätzlich möglich, daß es zum Schnittpunkt mit der Forsterit-Isograden kommt. Als Ursache ist zum einen eine Verschiebung der Isograden zu höheren Temperaturen mit steigendem Al_2O_3 -Gehalt der Sedimente, zum anderen unterschiedliches X_{CO_2} des koexistierenden Fluids möglich (siehe Abb.27, S.47). Im Zusammenhang mit der Isograden-Verfeinerung wurde die Stratigraphie des Skyth (nach BRANDNER, 1982) in der Monzoni-Aureole entlang des Allochetgrats kartiert (Abb.23, S.41).

2.2.2.2 Toal da Masson

Aus der Isogradenkarte (Abb.24, S.43) dieses Sedimentkeils im Süden der Intrusion (MASCH, 1977) geht hervor, daß es sich durchweg um kontaktmetamorph hochtemperierte Gesteine handelt. Periklas- und Klinopyroxenbildung sind bereits abgeschlossen, für die Untersuchung der Melilithreaktion liegen jedoch ideale Voraussetzungen vor. Zusätzlich ist es zur Bildung von Monticellit gekommen, der zu Thermometrie-zwecken und zu einem Vergleich Predazzo - Monzoni ebenfalls erneut beprobt wurde.

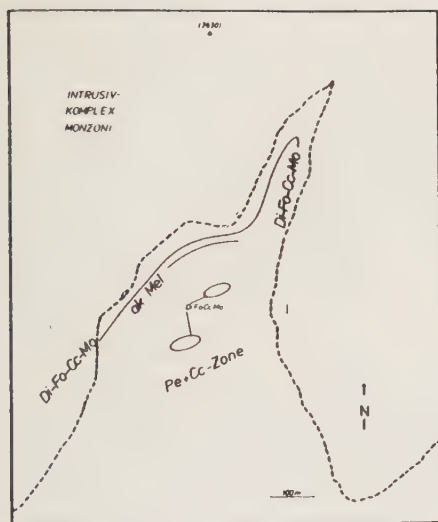


Abb. 24: Zonen- und Isogradenkarte der kieseligen Karbonate Toal da Masson - Malinverno (aus MASCH, 1977)

Zur Melilith-Untersuchung wurden verschiedene Profile in unterschiedlichen Gesteinsschichten bearbeitet. Abb.25 (S.44) zeigt eine Paragenesen- und Isogradenkarte des Toal da Masson, für die ausschließlich Paragenesen, die für die Melilith- und Monticellitbildung relevant sind, berücksichtigt wurden. Zusätzlich zu den eigenen wurden Proben von Prof.Dr.L.MASCH zur Verfügung gestellt, die in die Untersuchungen integriert wurden. Der bereits festgestellte Verlauf der Isograden (MASCH, 1977) hat sich dabei bestätigt (Abb.24).

Abb.26 (S.45) zeigt eine vergrößerte Kontaktentfernungsskizze der Monticellit- und Melilith-Paragenesen. Im Gegensatz zur Lokalität Malgola/ Predazzo tritt hierbei als vorherrschende Paragenese $Cc-Cpx-Mel$ auf. Die Entwicklung dieser, im CMS-System (+Fluid) isobar univarianten, im CMAS-System (+Fluid) isobar divarianten Reaktion, wird explizit im Kap.4 (S.112ff.) untersucht. Im Kontaktbereich treten metasomatische Saumbildungen um Monzonitapophysen auf, die mit denen von Predazzo vergleichbar sind (Kap.2.4, S.59ff.).

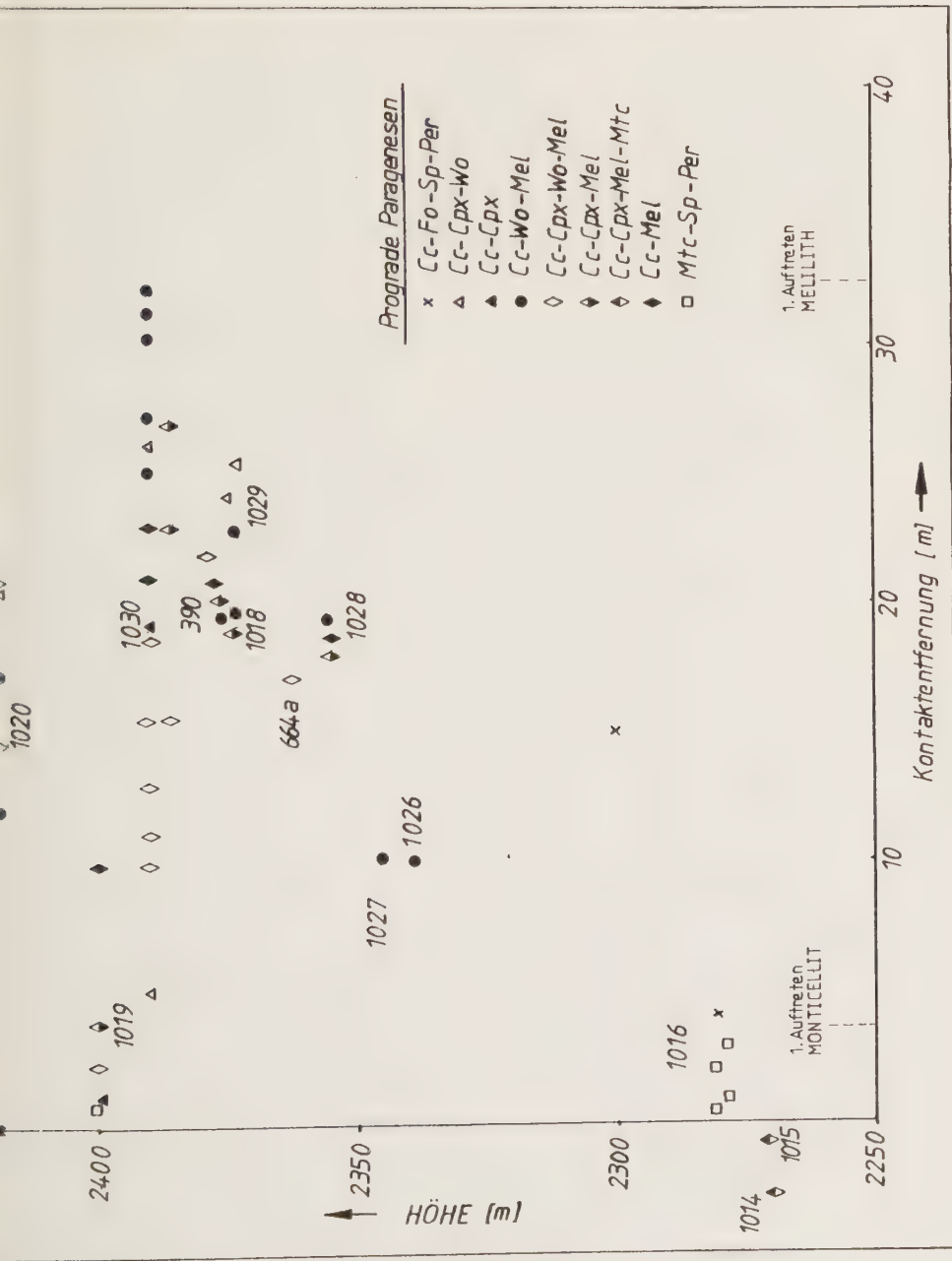


Abb. 26: Kontaktentfernungs-Diagramm der kontaktnahen, prograden Paragenesen der Lokalität Toal da Masson

2.2.3 T-Xco₂-Diagramm der prograden Reaktionen

Faßt man alle festgestellten Reaktionen in einem isobaren T-Xco₂-Diagramm zusammen, so ergibt sich folgende Abb.27 (S.47). Die Tremolit-Bildungsreaktionen wurden von GOTTSCALK (1986) berechnet. Alle übrigen Reaktionen wurden mit Hilfe des Programms REACT (PERKINS, REUSSER, ETH Zürich) berechnet, welches auf experimentellen Daten, ergänzt durch thermodynamische, basiert. Da mit Ausnahme der Melilith-Bildungsreaktion (WASSERMANN, 1982) experimentelle Untersuchungen der Reaktionen ausschließlich im CMS-System durchgeführt wurden, ergeben sich zwangsläufig Unzulänglichkeiten. Die in den natürlichen Paragenesen auftretenden Tremolite und Klinopyroxene weisen deutliche Pargasit- bzw. Fassaitgehalte auf. Nach Geländebefunden ist die Paragenese Trem-Cpx-Cc über ein größeres Temperaturintervall stabil, was bei der im T-Xco₂-Diagramm sehr flach verlaufenden Reaktion nicht allein durch eine Xco₂-Verschiebung erklärbar ist, mit Kontaktannäherung ist zu einer Mischkristallveränderung koexistierender Trem - Cpx-Paare gekommen. Bei der mit (6a) gekennzeichneten Reaktion handelt es sich um die formal aufgestellte Reaktion von Pargasit mit Calcit und Quarz unter Bildung von fassaitischem Cpx und Spinell. Diese Reaktion ist rein aus den natürlichen Gegebenheiten abgeleitet. Durch die Möglichkeit der Verschiebung der Klinopyroxenbildung zu höheren Temperaturen kann es auch zu einer Änderung der Reaktionsreihenfolge kommen. Die Forsteritbildung kann gleichzeitig, bzw. vor der Klinopyroxenbildung ablaufen (Abb.23, S.41). Die Melilithbildung wurde von WASSERMANN (1982) experimentell untersucht, dabei ergab sich eine Erniedrigung der Bildungstemperaturen mit zunehmender Gehlenitkomponente. Diese Reaktion wird im isobaren T-Xco₂-Diagramm als divariantes Reaktionsband dargestellt ((16) - (16a)). Die Monticellitbildung liegt innerhalb dieses Reaktionsbandes, sie fällt im Gelände in etwa mit der Melilithbildung zusammen oder liegt bei leicht höheren Temperaturen. Alle aufgeführten Reaktionen sind über den gesamten Xco₂-Bereich möglich. Um einen T-Xco₂-Pfad für die

unterschiedlichen Gesteine konstruieren zu können, sind daher jeweils unabhängige Aussagen über die Temperatur (Kap. 2.5, S. 61ff.), die Mischkristallentwicklungen (Kap. 4, S. 112ff.) und über das X_{CO_2} der fluiden Phase (Kap. 3, S. 74ff.) nötig. Zur Darstellung der T- X_{CO_2} -Entwicklung gehört auch die retrograde Metamorphose der Gesteine, die vor allem in Kontaktnähe zu einer starken Überprägung der prograden Paragenesen geführt haben. Es gibt faktisch keine Melilith-Paragenese ohne Granatbildung, die im folgenden Kapitel untersucht wird.

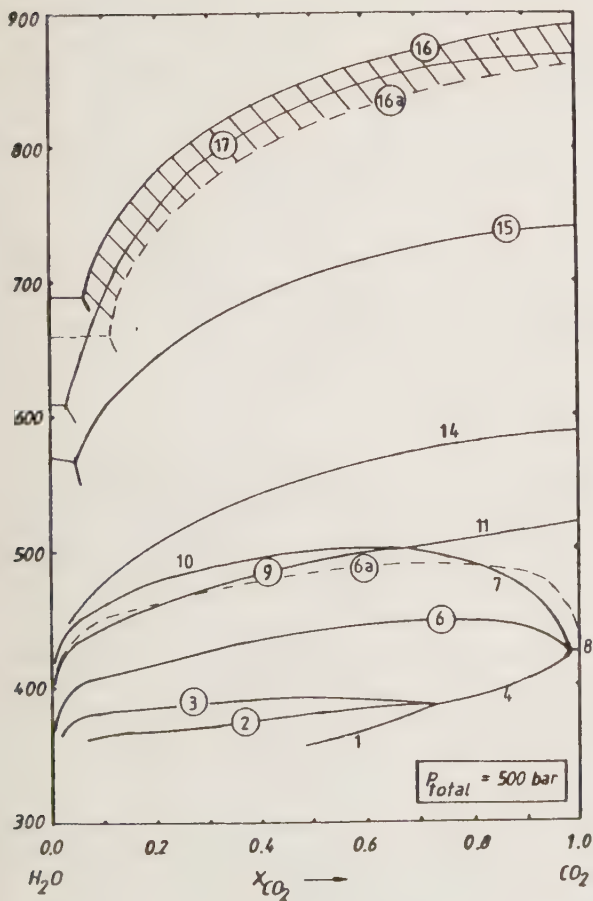


Abb. 27: T- X_{CO_2} -Diagramme für $P=500$ bar. Reaktionen ② und ③ nach BOTTSCHE (1984), alle anderen Reaktionen sind berechnet mit Programme REACT (PERKINS & REUSSER). Die in Monzoni und Predazzo festgestellten Reaktionen sind mit Kreisen versehen. Bezeichnung ⑥ und ⑦ nach BOTTSCHE & METZ (1984, unveröff.).

- ② 5 Talk + 6 Calcit + 4 Quarz $\rightleftharpoons$ 3 Tremolit + 6 CO_2 + 2 H_2O
- ③ 2 Talk + 3 Calcit $\rightleftharpoons$ 1 Tremolit + 1 Dolomit + 1 CO_2 + 1 H_2O
- ④ 1 Tremolit + 3 Calcit + 2 Quarz $\rightleftharpoons$ 5 Diopsid + 3 CO_2 + 1 H_2O
- ⑤ 2 Pargasit + 6 Calcit + 5,5 Quarz $\rightleftharpoons$ 10 Diopsid + 6,5 Spinel + Na₂O + 6 CO_2 + 1 H_2O
- ⑥ 1 Tremolit + 11 Dolomit $\rightleftharpoons$ 8 Forsterit + 13 Calcit + 9 CO_2 + 1 H_2O
- ⑦ 1 Dolomit $\rightleftharpoons$ 1 Periklit + 1 Calcit + 1 CO_2
- ⑧ 1 Diopsid + 1 Calcit $\rightleftharpoons$ 1 Akermanit + 1 CO_2
- ⑨ 1 Klinopyroxen + 1 Calcit $\rightleftharpoons$ 1 Melilith + 1 CO_2
- ⑩ 1 Diopsid + 1 Forsterit + 2 Calcit $\rightleftharpoons$ 3 Monticellit + 2 CO_2

2.3 RETROGRADE REAKTIONEN UND UMWANDLUNGEN:

Zur Untersuchung der prograden Mineralreaktionen trat erschwerend hinzu, daß es besonders im näheren Kontaktbereich zum Intrusiv, sowohl in Monzoni als auch in Predazzo, zu starken retrograden Umwandlungen gekommen ist. Hierbei handelt es sich sowohl um Tieftemperaturumwandlungen, wie z.B. Brucit ($\blacktriangleleft$ Periklas), Serpentin ($\blacktriangleleft$ Forsterit, $\blacktriangleleft$ Monticellit) und Cebollit ($\blacktriangleleft$ Melilith), als auch um Mineralbildungen wie Granat, Vesuvian, Latiumit und Wilkeit, die als retrograde Hochtemperaturumwandlungen bezeichnet werden, da sie bei Temperaturen nahe dem Metamorphosemaximum ($>600^{\circ}\text{C}$) gebildet wurden. Diese retrograden Hoch-Temperatur-Umwandlungen werden im Folgenden aufgeführt.

2.3.1 Granat

Die Bildung des Granats entwickelte sich während der Untersuchungen als immer größer werdendes Problem. In fast allen Proben geeigneter Zusammensetzung, auch in größerer Kontaktentfernung, ist es zur Granatbildung gekommen. In den metamorphen Karbonaten von Predazzo und Monzoni tritt er in unterschiedlichster **Ausbildung** auf:

- amöbenartig auf den Korngrenzen: er panzert nahezu alle anderen Minerale (Abb.28a, S.49)
- innerhalb von Melilithkörnern: er beginnt an vielen Stellen gleichzeitig zu keimen und langsam weiterzuwachsen. Ein Reaktionspartner des Melilith konnte nicht ermittelt werden (Abb.28b, S.49).
- Ansammlungen von **kugelig** auftretenden Granaten, die sich bei näherem Studium als mehrphasige, nahezu konzentrisch aufgebaute Gebilde herausstellten. Im Kern befindet sich meist Granat, es folgt ein Saum einer stark umgewandelten Phase, wahrscheinlich ehemaliger Melilith. Im äußeren Granatsaum sind viele kleine Wollastonite kreisförmig aufgereiht, als ob sie vom wachsenden Granat nach außen gedrückt wurden. Um diese

Granatblasten herum, hat sich eine an Melilith- und Wollastonit verarmte, fast reine Calcit-Zone ausgebildet, die im Schliffbild stark hervortritt (Abb.29a).

- An einigen Stellen konnte die direkte Bildung von Monticellit am Reaktionsort Melilith/Granat festgestellt werden (Abb.29b).

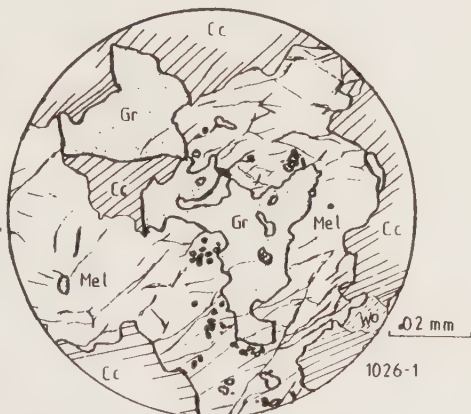
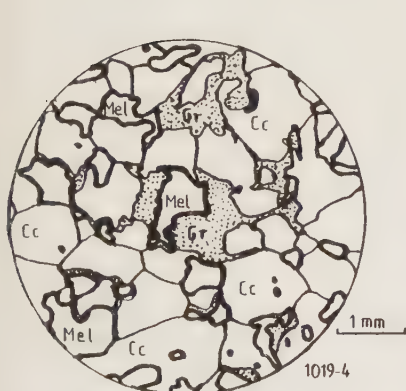


Abb. 28 a) Außenartige Granatsäume um Melilith (Probe 1019-4, Toal da Masson)

- b) Granatbildung in einem Melilithkorn. Die Keimbildung ist über das gesamte Korn verteilt. Am Reaktionsort ist kein Reaktionspartner des Melilith festzustellen (Probe 1026-1, Toal da Masson)

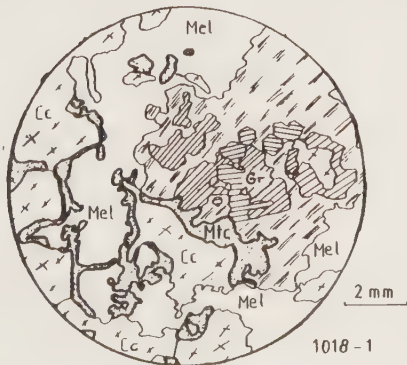
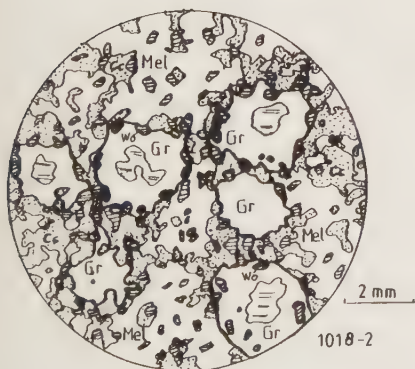


Abb. 29 a) Kugelförmige Granate mit Coronatextur. Wollastonite sind von wachsenden Granat nach außen gedrückt und kreisförmig angeordnet. Außerhalb der Kugelgranate fast reine Calcitzone (Probe 1018-2, Toal da Masson)

- b) Bei der Granatbildung freierwandelndes MgO führt zur Monticellitbildung, die als Säume um Melilith ausgebildet sind (Probe 1018-1, Toal da Masson)

In einigen Proben wirft die Granatbildung größere Probleme auf, da der Granat offensichtlich mit Klinopyroxen reequilibriert. Dadurch wird sowohl die Mischkristallkoexistenz zwischen Klinopyroxen und Melilith (Kap.4.2, S.122ff.) gestört, als auch die Anwendung des Klinopyroxen/Granat Thermometers (Kap.2.5.2, S.66ff.) erschwert. Granat bildet sich offensichtlich auch aus Klinopyroxen, wobei er entsprechend der Bildung aus Melilith, sowohl als Korngrenzpanzerung als auch als Neubildung innerhalb des Mineralkorns auftritt (Abb.30).



Abb. 30: Granatbildung aus Klinopyroxen
(Probe MBM 13, Toal da Masson)

Neuere experimentelle Untersuchungen (SEIBERL, 1986) zeigen, daß die **Bildungsbedingungen** des Granats nicht wie bisher angenommen auf H₂O-reiche Fluidzusammensetzungen beschränkt sind. Bei niedrigen Drucken P=0.5 kb ist er nahezu über den gesamten X_{Co2}-Bereich stabil, bei hohen X_{Co2}-Werten allerdings nur bei sehr hohen Temperaturen (Abb.31, S.51). Er kann sich pro- und retrograd durch die verschiedensten Reaktionen bilden.

Aus dem oben aufgeführten Auftreten des Granats (Abb.28, 29, S.49) läßt sich folgende Reaktion ableiten:



(2)

Hierbei stellt sich die Frage, woher der Granat bei seiner Bildung aus Melilith seine oft bedeutsamen Fe³⁺- und Ti⁴⁺-

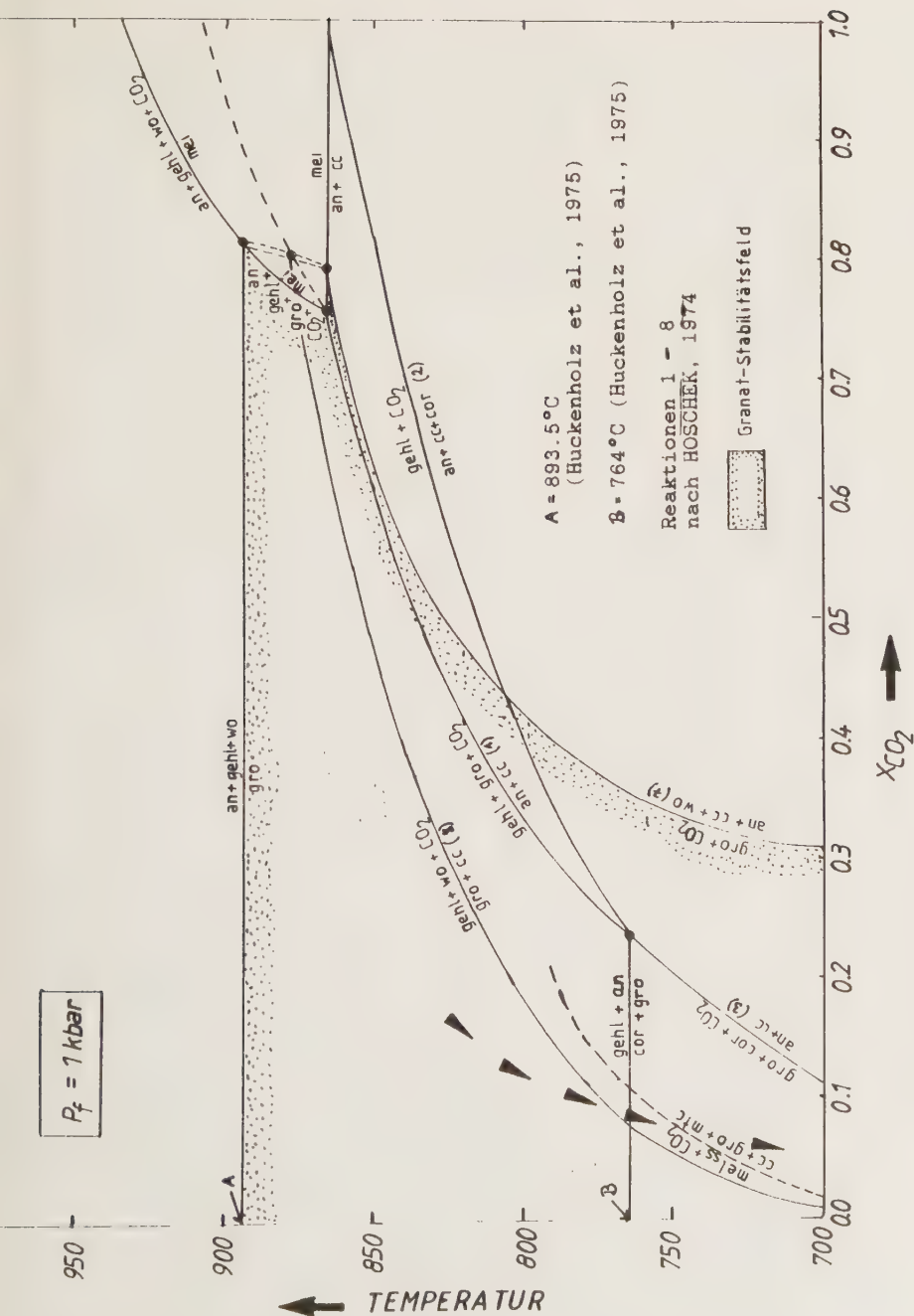


Abb. 31: Isobares T- X_{CO_2} -Diagramm ($P = 1 \text{ Kbar}$) zur Grossular-Stabilität (modifiziert nach SEIBERL, 1986).

Die berechnete Reaktion Melilith $\rightarrow$ out, mit CO_2 blühend, ist gestrichelt dargestellt.

Komponenten erhält. Bei der Melilithbildung aus Klinopyroxen werden dessen Fe- und Ti-Gehalte nicht übernommen, es bildet sich Rutil (Kap. 4.1.3, S.116). Ob dieser Rutil bei der Granatbildung eventuell wieder aufgelöst wird, ist mikroskopisch nicht zu klären. Das überschüssige $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ des Klinopyroxen geht entweder in die in allen Proben auftretenden Erzphasen (z.B. Magnetkies, Pyrit), oder bleibt im Fluid gelöst zurück. Im letzteren Fall wäre der Einbau in sich bildenden Granat verständlich.

Zusätzlich zu der Endgliederreaktion im CAS-System (8) wurde in dem T- Xco_2 -Diagramm (Abb.31, S.51) die berechnete Reaktion mit Monticellitbildung gestrichelt dargestellt. Da der Druck für diese Reaktion 500 bar beträgt, d.h. die Reaktionskurven bei gleichem Druck wahrscheinlich aufeinanderfallen. Der Xco_2 -Bereich hat sich allerdings stark verkleinert auf Werte <0.15 . Die in das Diagramm eingezeichnete retrograde T- Xco_2 -Entwicklung wird im Folgenden begründet.

Die zentrale Frage war die Klärung der Bildungsbedingungen des Granat, pro- oder retrograd? Die bisher erwähnten Ausbildungen des Granats werden allesamt als retrograde Bildungen angesehen. Im Laufe der Untersuchungen fielen jedoch auch Granate ins Auge, bei denen zumindest Zweifel blieben. Diese Kugelgranate weisen häufig Zonierungen auf, die jedoch nicht einheitlich sind. Es treten sowohl Körner mit grossularreichen, als auch mit andraditreichen Kernen auf. Die Fe^{3+} - und Ti^{4+} -reichen Partien fallen durch ihre bräunliche Färbung auf. Die Ausbildung solcher Zonierungen beruht auf der Gleichgewichtseinstellung bezüglich Veränderungen des Chemismus, der Temperaturen oder auch der Sauerstoff-Fugazitäten. Aus Stabilitätsuntersuchungen der Mischreihe Grossular - Andradit (HÖLZL, 1975) und Andradit - Titanandradit (KUHBERGER, 1986) ergeben sich folgende Möglichkeiten für die Ausbildung der Zonierung:

- Prograde Bildung und Zonierung:

Titan-Andradit-Gehalt stabilisiert den Grossular zu höheren Temperaturen, d.h. ein grossularreicher Kern wird

bei progradem Weiterwachsen einen titanandraditreichen Randbereich aufweisen. Den gleichen Effekt bewirkt eine Erhöhung des Sauerstoffpartialdrucks. Eine Erniedrigung würde zum gegenläufigen Effekt führen.

- Retrograde Bildung und Zonierung:

Durch sinkende Temperaturen werden grossularreiche Granate equilibriert, durch Gitterdiffusion bilden sich aus ehemals homogenen andraditreichen Granaten grossular-reiche Saumpartien aus. Den gleichen Effekt erzielt eine Erniedrigung des Sauerstoff-Partialdrucks.

Es kann daher nicht allein aus dem Auftreten der beiden Zonierungsarten auf eine pro- und eine retrograde Granatbildung geschlossen werden. Die weitaus am häufigsten auftretende Zonierung sind andraditreiche Kerne mit grossularreichen Rändern. Nach obigen Ausführungen kann diese Zonierung durch absinkende Temperaturen oder durch Erniedrigung der Sauerstoff-Fugazität ausgebildet werden. Da bei der Zusammensetzung der Erzphasen (fast ausschließlich Sulfide) keine gravierenden Veränderungen (Sauerstoff-Fugazität) festgestellt wurden, wird der Temperaturabfall als Auslöser für diese Zonierung angenommen. Für die Bildung der sehr selten auftretenden inversen Zonierung gibt es zwei Möglichkeiten:



Abb. 32: Zoniertes Granatkorn.
Grossularreicher Kern
mit titanandraditreichen
Saum. Eingezeichnet ist
die Grossularkomponente
(Probe 1018-2, Toal da Masson)

Es könnte sich um eine prograde Granatbildung handeln, die in dünnen Lagen mit dafür geeignetem Chemismus aus der Paragenese Cc-An-Wo entstanden ist (Abb.33).

Betrachtet man die Abb.32 (S.53) dieser inversen Zonierung genauer und vergleicht mit Abb.28a (S.49), so drängt sich folgende zweite Möglichkeit auf: Ein amöbenartig auf Korngrenzen wachsender Granat verdrängt das umwachsene Korn vollständig, d.h. Wachstum von außen nach innen, und somit ebenfalls retrograde Bildung der inversen Zonierung.

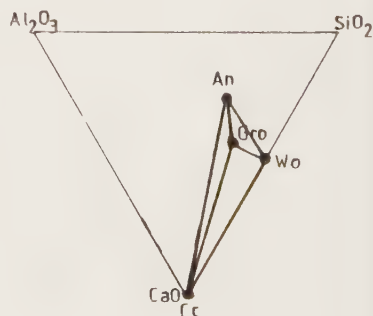
Als weitere Granatbildung treten Pseudomorphosen nach Plagioklas (?) auf. Langgestreckte Mineralkörner, offensichtlich ehemals in Koexistenz mit Co-Wo, sind vollständig durch Granat ersetzt (Abb.33). An Hand der Kornumrisse und der Paragenese könnte es sich um Plagioklasleisten gehandelt haben, die nach folgender Reaktion in Granat umgewandelt wurden (Abb.31, S.51):



Ein wichtiger Hinweis auf ehemaligen Anorthit ist die in einer kontaktfernen Probe (250 m) der Coronelle auftretende Paragenese **Calcit-Wollastonit-Anorthit-Granat** (Abb. 14, S. 32), wobei diese Plagioklase ebenfalls als längliche Leisten ausgebildet sind.



Abb. 33 ra) Längliche Pseudomorphosen
von Granat nach Plagioklas
(Probe 1004-3, La Coronelle)

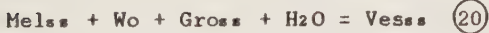


b) Darstellung dieser Reaktion im Teilsystem $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$

2.3.2 Vesuvian

(Ca 18.84 Mg 2.7 Fe 0.59 Al 10.01 Si 18.17) F 0.59(OH)7 O70

Die Stabilität des Vesuvians ist auf extrem H₂O-reiche Fluidzusammensetzungen beschränkt, und dort nur durch Temperaturabfall zu erklären, d.h. es handelt sich eindeutig um eine retrograde Bildung (Abb.34). Es konnten 2 Bildungsreaktionen und eine pseudomorphe Bildung nach Melilith festgestellt werden (Analysen, Kap.6.4, S.206):



Beide Reaktionen finden bei P=500 bar bei sehr niedrigem X_{CO2} < 0.05 bzw. < 0.01 und hohen Temperaturen um 620°C bzw. 660°C statt (Abb. 34). Das bedeutet bei Abkühlung nach dem Metamorphosemaximum eine rasche Verschiebung der prograd erreichten hohen X_{CO2}-Werte der fluiden Phase zu H₂O-reichen Zusammensetzungen.

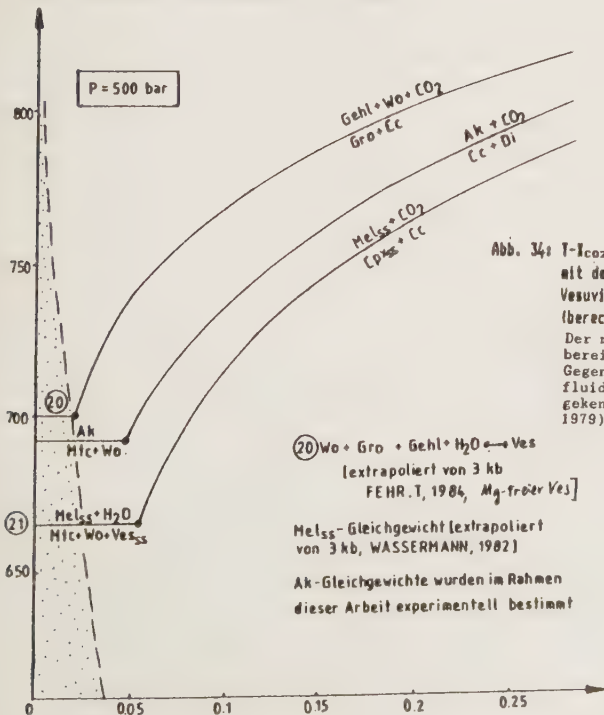


Abb. 34: T-X_{CO2}-Diagramm (P=500bar) mit den beiden festgestellten Vesuvianbildungs-Reaktionen (berechnet nach PERKINS & REUSSER). Der maximale Stabilitätsbereich von Mg-Vesuvian in Gegenwart einer CO₂-haltigen fluiden Phase wurde gepunktet gekennzeichnet (nach OLESCH, 1979).



Abb. 35: Vesuvianbildung aus Melilith. Abgebildet ist ein Phasengemisch aus den 3 Produktphasen Monticellit-Vesuvian-Wollastonit (Probe 1015-3, Toal da Masson)

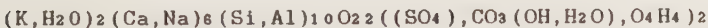
Die Vesuvianbildung pseudomorph nach Melilith ist bereits von anderen Gebieten beschrieben worden. JOESTEN (1974) beobachtete ähnliche Pseudomorphosen in einem Kalksilikatskarn um eine Alkali-Gabbro-Intrusion in den Christmas Mountains, Texas. Er deutete sie als einen hydrothermalen Tieftemperatursatz von Melilith durch H_2O -Zufuhr. Im Schliffbild (Abb. 36) beginnt der Übergang Melilith/Vesuvian fleckig verteilt im Melilithkorn. Die äußere Form wird beibehalten, ebenso werden interne Kornrisse übernommen. Die Vesuvianbildung beginnt bevorzugt an diesen Kornrisen, es entwickelt sich ein Netzwerk bis zum kompletten Ersatz des Melilith.



Abb. 36: Isomorpher Ersatz des Melilith durch Vesuvian. Im Schliffbild gut erkennbar durch deutliche anomale Blaufärbung, meist im Kern beginnend (Probe 1028-4, Toal da Masson)

2.3.2 Latiumit

Ein auf den ersten Blick exotisches Mineral hat sich in den Metakarbonaten von Monzoni häufig gebildet. Dem äußeren Erscheinungsbild nach mit Plagioklas zu verwechseln (polysynthetische Zwillinge, niedrige Doppel- und Lichtbrechung, zweiachsig +), hat es sich bei zahlreichen chemischen Analysen als das Mineral Latiumit herausgestellt. Den Namen erhielt dieses Mineral nach dem Ort Latium, am Vesuv. TILLEY & HENRY (1952) beschreiben es als metasomatische Bildung in Karbonatschollen in Plutoniten, ebenfalls vergesellschaftet mit Melilith. CANNILLO et al. (1973) ordneten Latiumit den Schichtsilikaten zu. LEONI et al. (1977) untersuchten ebenfalls die Kristallchemie des Latiumit und stellten folgende allgemeine Formel für Latiumit auf:



Es läßt sich keine Bildungsreaktion für Latiumit ableiten, sodaß nicht zu entscheiden ist, ob es sich um eine pro- oder retrograde Bildung handelt. Er tritt häufig in Bahnen auf, was auf bevorzugte Bildung unter hoher Fluidkonzentration deutet. Meist tritt er in Verbindung mit Melilith auf, was für dessen Beteiligung an seiner Bildung spricht (Abb.37). Besonders auffallend sind hohe Kalium- und Sulfat-Gehalte, die auf eine Alkalimetasomatose deuten (Analysen, Kap.6.4, S.207).

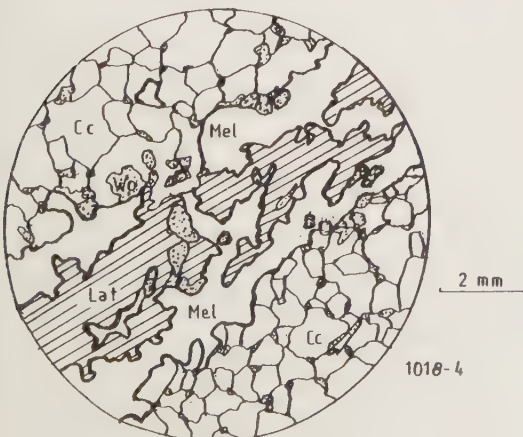


Abb. 37: Längliche Latiumite, vergesellschaftet vor allem mit Melilith aber auch Klinopyroxen und Wollastonit (Probe 1018-4, Toal da Masson)

2.3.4 Wilkeit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{SO}_3, \text{SiO}_2)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$

Als weiteres metasomatisch gebildetes Mineral tritt Wilkeit auf, ein SiO_2 -haltiger Apatit, der sich auf Korngrenzen ausbreitet. Sein Auftreten beschränkt sich auf Sedimentschollen im Intrusiv (Proben 1015 und 1014).

Dieser SO_3 - und SiO_2 -haltige Apatit wurde bereits von ähnlichen kontaktmetamorphen Karbonaten in Crestmore, Californien beschrieben (McCONNELL, 1937; EAKLE & ROGERS, 1914). Ebenso wie in Crestmore ist Wilkeit in Monzoni mit blauem Calcit, Vesuvian und Klinopyroxen vergesellschaftet. Das Mineral wird wegen seines alleinigen Vorkommens auf Korngrenzen, und der Beschränkung auf den unmittelbaren Intrusivkontakt als metasomatische Bildung gedeutet (Analysen, Kap.6.4, S.204).

2.3.5 Clintonit $\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{Al}_5\text{O}_{20})(\text{OH})_4$

Clintonit tritt bevorzugt in Spinellhaltigen (+ Monticellit, Melilith) Paragenesen auf (RICE, 1979; ULMER, 1982). Große idiomorphe Spinellkörner sind meist vollkommen umrandet von kleinen 'Clintonitscheitern' (Abb.38). Der retrograde Charakter ist offensichtlich. Nach Daten von OLESCH & SEIFERT (1975) erfolgt die Bildung von Clintonit zwischen 600°C und 800°C , bei niedrigem $X_{\text{CO}_2}=0.1$ bis 0.3 . Die Bildung erfolgt laut Dünnschliffbeobachtungen nach folgenden Reaktionen (Analysen, Kap.6.4, S.208):

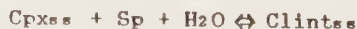
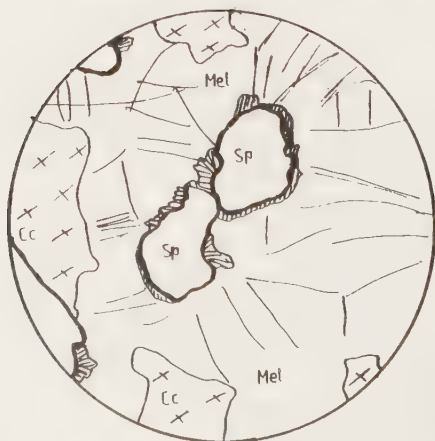


Abb.38: a) Clintonitscheiter umrahmen Spinell, umgeben von Melilith

1mm,

2.4 SKARNBILDUNGEN

Zusätzlich zu den genannten isochemen prograden und retrograden Reaktionen ist es vor allem im Kontaktbereich zum Intrusiv auch zu metasomatischen Mineralbildungen gekommen, die einen begrenzten Stofftransport belegen (siehe dazu auch die Vorkommen von Latiumit, S.57, und Wilkeit, S.58).

Besonders auffallend sind zum einen ein grobspätiger Klinopyroxen-Calcit-(+Granat)-Skarn (Abb.39), der sowohl in Monzoni als auch in Predazzo als schmales Band unmittelbar am Intrusivkontakt vorliegt. Die idiomorph vorliegenden Klinopyroxene weisen durchweg sehr hohe Diopsidkomponente auf, wodurch ihre Koexistenz mit Calcit bei den herrschenden hohen Temperaturen erklärt wird.

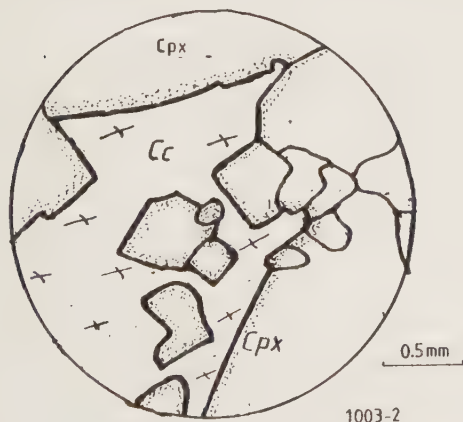


Abb.39: Klinopyroxen-Calcit-Skarn
Große idiomorphe Cpx liegen
in einer Calcitmatrix,
geringmächtiges Vorkommen
direkt am Kontakt (Probe
1003-2, Le Coronelle)

Die zweite auffällige Bildung sind symmetrisch angeordnete Mineralsäume um Apophysen von monzonitischem Gestein in dolomitischem Marmor (Abb.40, S.60).

Die Reaktion zwischen den beiden chemisch nicht kompatiblen Gesteinen findet an deren ursprünglicher Grenzfläche statt. Das Ergebnis ist eine Serie von kompatiblen Mineralparagenesen die zwischen den beiden Reaktanden vermitteln. Es muß daher zu einem Materialtransport von beiden

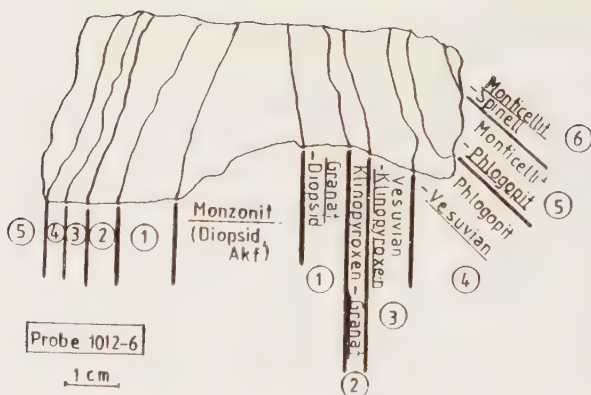


Abb. 40: Kontaktskarn von der Canzoccoli (Predazzo), Probe 1012-6. Es handelt sich um Saumbildungen um eine Monzonitapophyse im Karbonat. Die einzelnen Mineralbildungen sind angegeben.

Reaktanden zu den sich ausbildenden Schichten kommen, d.h. es handelt sich um bimetasomatische Saumbildungen.

Bei der abgebildeten Mineralfolge fällt auf, daß die jeweiligen Hauptkomponenten, wie Granat, Vesuvian, Phlogopit und auch Monticellit, in den kontaktferneren Marmoren oft als Mineralsäume bzw. -ersatz, oder auf der Intergranularen auftreten (Abb.28 und 29, S.49). Diese metasomatischen Saumbildungen mit ihren spezifischen Mineralen können daher als Modell für die Elemente, die auf der Intergranularen zirkulieren, angesehen werden (BRADY, 1977; BURT, 1974; THOMPSON, 1975). Während die Klinopyroxene im Saum (1) als Diopside (mit Hedenbergitkomponente) bezeichnet werden können (Analysen, Kap.6.4, S.196, Probe 1012-13, Cpx 1-17) folgen in den Säumen (2) und (3) fassaitische Diopside (Analysen, Kap.6.4, S.196, Probe 1012-13, Cpx 20-28).

Alle auftretenden Minerale sind durchweg $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -reicher als die entsprechenden Minerale im kontaktfernen Metakarbonat. Granat weist eine Andraditkomponente bis 33 Mol% auf (Analysen, Kap.6.4, S.200, Probe 1012-13).

Im Vesuvian ließen sich keinerlei Fluor/Chlor-Gehalte nachweisen (Analysen, Kap.6.4, S.206, Probe 1012-13).

2.5 THERMOMETRIE:

2.5.1 Monticellit/Forsterit

2.5.1.1 Theorie

Monticellit ist wie Forsterit ein Orthosilikat mit gleicher Raumgruppe (Pbnm) und vergleichbarer Struktur. Die Dimensionen der Kationenplätze sind jedoch unterschiedlich. Während Forsterit zwei gleichgroße Kationenplätze für Mg^{2+} und Fe^{2+} aufweist, gibt es beim Monticellit einen größeren Platz für Ca^{2+} und einen kleineren für Mg^{2+} und Fe^{2+} . Aus diesen Gründen existiert nur eine beschränkte Mischbarkeit zwischen beiden Mineralen (Abb.41a). WARNER & LUTH (1973) haben diese Mischungslücke experimentell untersucht. Abb.41b zeigt den von ihnen ermittelten Solvus für einen Druck $P=2\text{kbar}$, der praktisch symmetrisch ist. Bei Temperaturen $< 1100^{\circ}\text{C}$ ist die Aktivität von Monticellit in Forsterit nahezu unabhängig vom existierenden Druck (Abb.41c). Die ermittelten Solvustemperaturen bei $P=2\text{Kbar}$, sind somit übertragbar auf die Gesteine von Predazzo und Monzoni mit ihrem weitaus geringeren Druck von max. 500bar.

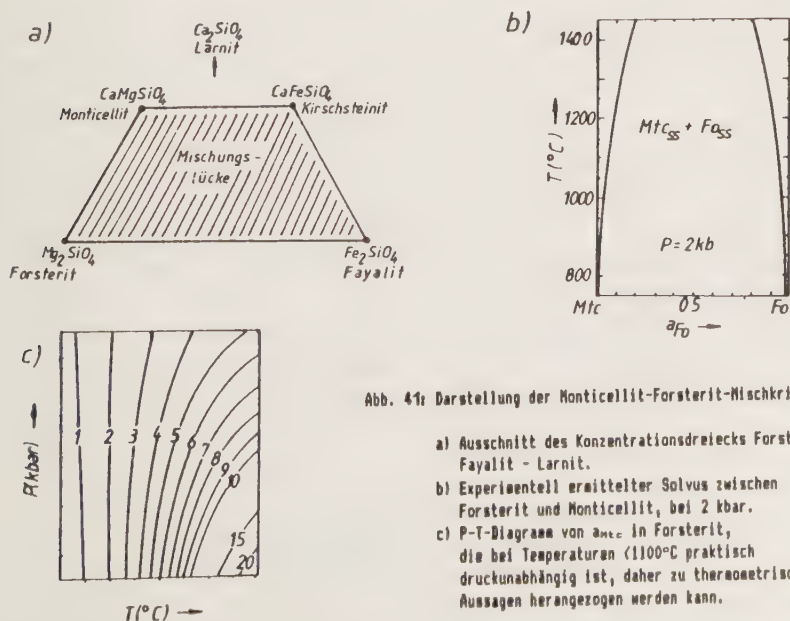


Abb. 41: Darstellung der Monticellit-Forsterit-Mischkristalle.

- Ausschnitt des Konzentrationsdreiecks Forsterit-Fayalit - Larnit.
- Experimentell ermittelter Solvus zwischen Forsterit und Monticellit, bei 2 kbar.
- P-T-Diagramm von a_{Mtc} in Forsterit, die bei Temperaturen $< 1100^{\circ}\text{C}$ praktisch druckunabhängig ist, daher zu thermometrischen Aussagen herangezogen werden kann.

In Abb. 42a,b sind experimentelle Datenpunkte als a_{Fo} in Monticellit bzw. a_{Mtc} in Forsterit gegen die Temperatur in ($^{\circ}\text{C}$) aufgetragen. Die Bestimmung von a_{Fo} in Monticellit, erweist sich als weniger zuverlässig, da fast nie reiner Forsterit vorliegt, sondern immer ein wenig Fayalit-Komponente eingebaut ist. Auch Monticellit ist selten Fe-frei, er weist meist Kirschsteinit-Komponente auf. Werden die Geradengleichungen in Temperaturwerte transformiert, so ergeben sich folgende Temperatur-Gleichungen (ULMER, 1982):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 5587.87 / 2.4659 - \ln a_{Mtc} \text{ (in Fo)}$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 4429.16 / 1.1791 - \ln a_{Fo} \text{ (in Mtc)}$$

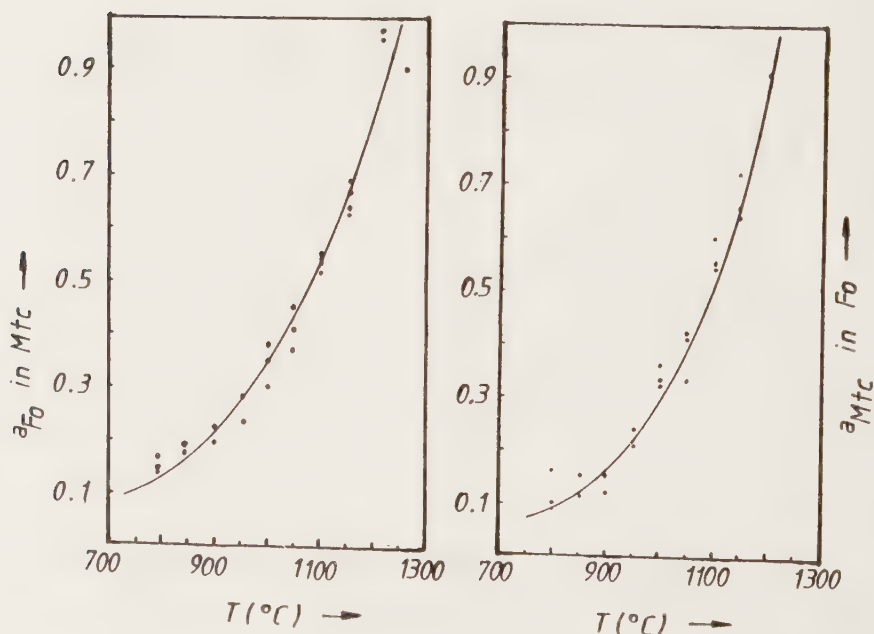


Abb. 42: Darstellungen der Abhängigkeit der Aktivitäten von der Temperatur.
a) a_{Fo} in Monticellit
b) a_{Mtc} in Forsterit

2.5.1.2 Anwendung

Es wurden nahezu monomineralische Monticellit-Felse vom direkten Intrusivkontakt in Monzoni und Predazzo untersucht. Die Gesteine zeigen ähnliche Gefüge und die identische Paragenese:

Monticellit - Spinell - Perowskit - Forsterit - Calcit

Abb. 43 (S.64) und 44 (S.65) zeigen jeweils einen repräsentativen Ausschnitt der Monticellitfelse mit Meßpunkten und Meßprofilen von Forsterit- und Monticellitkörnern.

Die Forsterite zeigen einheitliche Temperaturen um 790 - 840°C. Im Monticellit erkennt man eine viel größere Streuung der Temperaturwerte verbunden mit viel höheren Temperaturen. Die Gründe für dieses Verhalten sind folgende:

Calcium-Meßwerte ($a_{mtc} = a_{ca}$) sind mit einem sehr kleinen Meßfehler von 0.3 % behaftet (Kap.6.3.1, S.170), der bei den geringen Calciumgehalten -0.51 Gew.% CaO- der Forsterite nicht ins Gewicht fällt.

Die Magnesium- und Eisengehalte der Monticellite sind jedoch weitaus größer -24.53 Gew.% MgO, 3.12 Gew.% FeO- und ebenso deren Meßfehler, 0.7 für MgO bzw. für FeO sogar 8.8 % (Kap.6.3.1, S.170). Für die Probe 1016-4 (Toal da Masson) war es wegen stärkerer Umwandlung nicht möglich, Meßprofile durch die Körner zu legen, es handelt sich um einzelne Meßpunkte. Sie zeigen jedoch insgesamt das gleiche wie bei Probe 1013-1 (Canzoccoli), da offensichtlich keine Zonierungen in Rand- und Kernbereiche vorliegen. Die Aktivität von Monticellit in Forsterit ist aus oben genannten Gründen als Temperaturmarke zu bevorzugen. In beiden Gebieten, Predazzo und Monzoni ergibt sich somit folgender Temperaturbereich für den Intrusivkontakt:

$$T_{max} = 790 - 840^{\circ}C$$

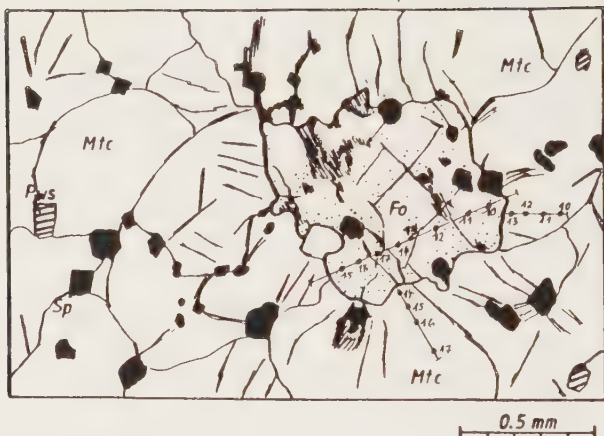
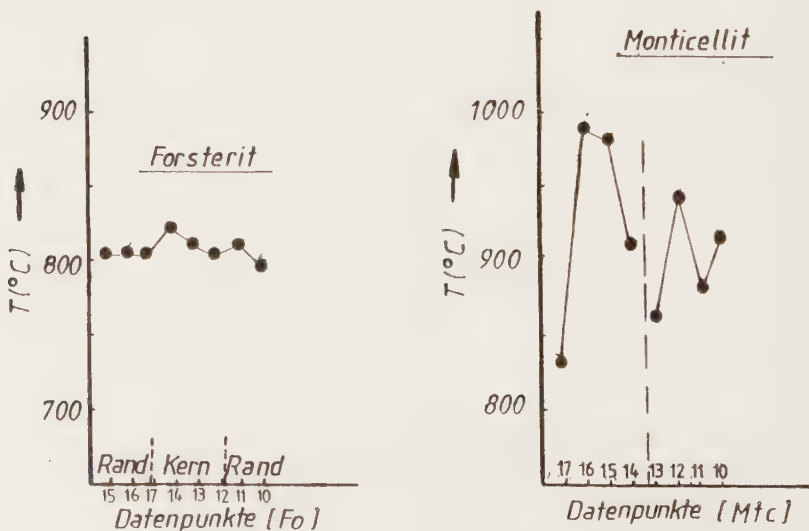


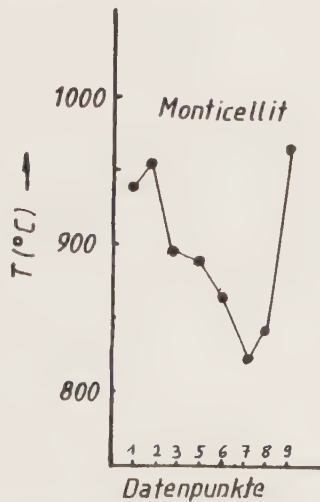
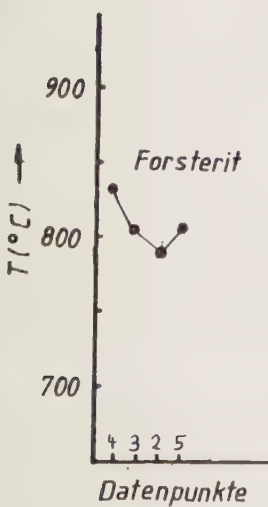
Abb. 43: Probe 1013-1, Lokalität Canzoccoli, Messung von koexistierenden Forsterit und Monticellit.
a) Schliffzeichnung, Paragenese Fo-Mtc-Sp-Pws. Durch dieses Forsterit- bzw. Monticellitkorn wurde ein Meßprofil gelegt (siehe unten).



b) Temperaturwerte, die sich aus diesem Meßprofil ergeben.
Während der Forsterit eine relativ einheitliche Temperatur von etwa 800°C im gesamten Kornbereich zeigt, fällt beim Monticellit der unregelmäßige Chemismus auf.



Abb. 44: Probe 1016-4, Lokalität Toal de Masson, Messung von koexistierendes Forsterit und Monticellit.
 a) Schliffzeichnung, Paragenese Fo-Mtc-Sp-Pws. Durch diese Forsterit- bzw. Monticellit-
 körner wurden Meßprofile gelegt. Bei dieser Probe mußten mehrere Profile gelegt werden,
 da viele Analysen durch zu starke Umwandlung beider Minerale (Serpentinisierung) für
 die Thermometrie unbrauchbar waren.



b) Temperaturwerte, die sich aus diesen Meßprofilen ergeben.
 Forsterit und Monticellit zeigen wieder gleiches Verhalten wie bei Probe 1013-1.

2.5.2 Granat/Klinopyroxen:

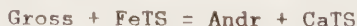
Theorie:

LEISTNER (1976) untersuchte experimentell die Fe^{3+}/Al^{4+} -Verteilung von koexistierenden Mineralpaaren im Temperaturbereich 700-1000°C, für Drucke von 0.5 bis 5kb. Da sich diese Untersuchungen auf das System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ beschränken, lassen sie sich nur näherungsweise auf die Cpx/Granat-Paragenesen von Monzoni/Predazzo anwenden. Die dort auftretenden Klinopyroxene weisen grundsätzlich eine bedeutende Diopsid-Komponente auf, wodurch das Gleichgewicht Granat/Klinopyroxen sicherlich beeinflusst wird. Das Prinzip des Thermometers beruht auf der Gleichgewichtseinstellung hinsichtlich der Elementverteilung. Elementverteilungen werden mit Hilfe von Verteilungskoeffizienten ausgedrückt, die auf dem NERNST'schen Verteilungsgesetz beruhen. Seine Definition wurde von RAMBERG & DE VORE (1951) für zwei koexistierende Phasen 1,2 und zwei Elemente A,B formuliert:

$$K_d = x_A(1)/(1-x_A(1)) * (1-x_A(2))/x_A(2)$$

wobei $x_A = A/A+B$

Zwischen Klinopyroxen und Granat läßt sich folgende Austauschreaktion zugrundelegen:



Daraus ergibt sich der Verteilungskoeffizient K_d zu:

$$K_d = X_{Fe}(\text{Gross})/(1-X_{Fe}(\text{Gross})) * (1-X_{Fe}(\text{Cpx}))/X_{Fe}(\text{Cpx})$$

bzw. $K_d = X_{Andr}/(1-X_{Andr}) * (1-X_{FeTS})/X_{FeTS}$

Die experimentellen Ergebnisse ergaben folgendes Bild für die Entwicklung der Elementverteilung mit Temperaturerhöhung (Abb. 45a, S.67):

K _d -Werte:	700°C: 0.65-1.00
	800°C: 1.05-1.20
	900°C: 1.40-2.15
	1000°C: 1.85-3.00

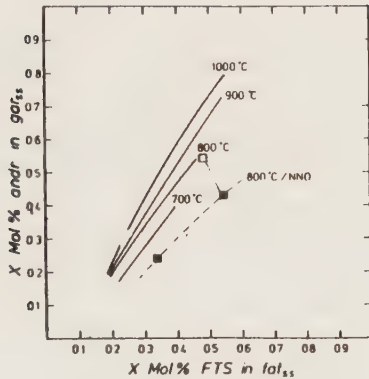
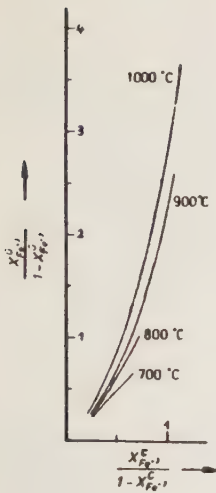


Abb. 45: a) Berechnete K_D -Werte von koexistierenden Cpx-Gross-Paare (aus LEISTNER, 1976).

b) Verhältnis der Mol% FeTS zu Mol% Andr. bei zwei unterschiedlichen O_2 -Fugazitäten. Mit NNO-Puffer verschieben sich die K_D -Werte zu höherer FeTS-Komponente (aus LEISTNER, 1976)

Einen wesentlichen Einfluß auf die Fe^{3+}/Al^{4+} -Verteilung koexistierender Klinopyroxen/Granat-Paare hat allerdings die bei der Bildung herrschende Sauerstoff-Fugazität, wodurch thermometrische Aussagen erschwert werden. Die obige Abb.45b zeigt den Einfluß der Sauerstoff-Fugazität. Bei NNO-kontrollierter Atmosphäre erfolgt gegenüber PtO_2 -kontrollierter bei gleicher Temperatur eine Verschiebung zu höherer FeTS-Komponente. Dies führt zu einer drastischen Erniedrigung des K_D , wodurch zu niedrige Temperaturen ermittelt werden. Um thermometrische Aussagen machen zu können, muß daher in etwa die Sauerstoff-Fugazität bekannt sein.

Anwendung:

Wertet man koexistierende Klinopyroxen/Granat-Paare von Predazzo und Monzoni aus, so ergibt sich folgendes Bild:

In Probe 390-12 (23m K.E., Toal da Masson) ergeben sich K_D -Werte von 1.6-2.5, was einem Temperaturwert um $900^\circ C$ (PtO_2) entspricht. Für Probe 1011-12 (30m K.E., Canzoccoli) ergeben sich K_D 's von 1.0-1.6, d.h. durchschnittliche Temperaturen um $800^\circ C$ (PtO_2). Vergleicht man diese Werte, so ergibt sich ein großer Unterschied. Obwohl die Proben

nur eine Kontaktentfernungsdifferenz von etwa 7m aufweisen, ist der Unterschied im K_D , und damit das ΔT (100°C) sehr deutlich. Folgende Erklärungen sind möglich:

- Das Thermometer ist wegen der erheblichen Diopsidkomponente der Klinopyroxene nicht anwendbar.
- Die Sauerstoff-Fugazitäten sind unterschiedlich.
- Die Intrusion von Monzoni ist höher temperiert als die von Predazzo.
- Die Cpx/Granat-Paare sind teilweise reequilibriert.

Punkt 1 ist sicherlich schwerwiegend, da bei dem Versuch das Thermometer auf Cpx/Granat-Paare aus Kontaktskarnen (deren Cpx sehr hohe Fe^{2+} , Mg^{2+} -Werte aufweisen) anzuwenden, völlig unsinnige Werte ermittelt wurden.

Zu Punkt 2 lassen sich keine eindeutigen Aussagen machen, in Predazzo ist der Erzanteil im Gestein geringer, es handelt sich jedoch in beiden Gebieten um Fe-Sulfide (Pyrit, Magnetkies), sodaß kein eklatanter Unterschied anzunehmen ist. Punkt 3 ist unwahrscheinlich, da z.B. das bereits erwähnte Monticellit/Forsterit-Thermometer annähernd gleiche Temperaturwerte für den Intrusivkontakt in Predazzo und Monzoni ergab. Punkt 4 trifft sicherlich zu. Auch bei der Auswertung koexistierender Cpx/Mel-Paare wurde festgestellt, daß es anscheinend zur teilweisen Reequilibrierung der Klinopyroxene mit Granat gekommen ist. Ein zusätzlicher wichtiger Punkt ist die nicht vollständig zu klärende Stellung des Granats bezüglich prograder/retrograder Bildung. Auch durch verschiedene Granatbildung bei verschiedener Temperatur kann es zu oben genannten Unterschieden kommen.

Als Schlußfolgerung muß man feststellen, daß die Anwendung des Cpx/Granat-Thermometers einen Hinweis auf den wahrscheinlichen Temperaturbereich gibt, wegen der vielen Unsicherheiten jedoch nicht als absolute Temperaturmarke, wie z.B. das Mtc/Fo-Thermometer, für das Gebiet Predazzo/Monzoni eingesetzt werden darf.

2.5.3 Calcit/Dolomit:

In Monzoni läßt sich das auf dem Solvus von Calcit und Dolomit beruhende Thermometer (HARKER & TUTTLE, 1955; GRAF & GOLDSMITH, 1958; GOLDSMITH & HEARD, 1961; PUHAN, 1979) nur in den äußeren Bereichen der thermometamorphen Kontaktaureole anwenden, da nur dort noch die Koexistenz Calcit-Dolomit gegeben ist.

Eine Probe in 830m Kontaktentfernung ergab Temperaturen $<400^{\circ}\text{C}$ (Probe 526). Bei der Bearbeitung der Periklas Isograden wurde gleichzeitig das Cc/Do-Thermometer angewendet. Es erwies sich, bedingt durch die Inhomogenitäten der Cc- bzw. Do-Körner, als nicht eindeutig (siehe dazu auch HEUSS-ABBICHLER, 1987). Folgende Abb.46 soll die Schwierigkeiten der Temperaturbestimmung belegen.

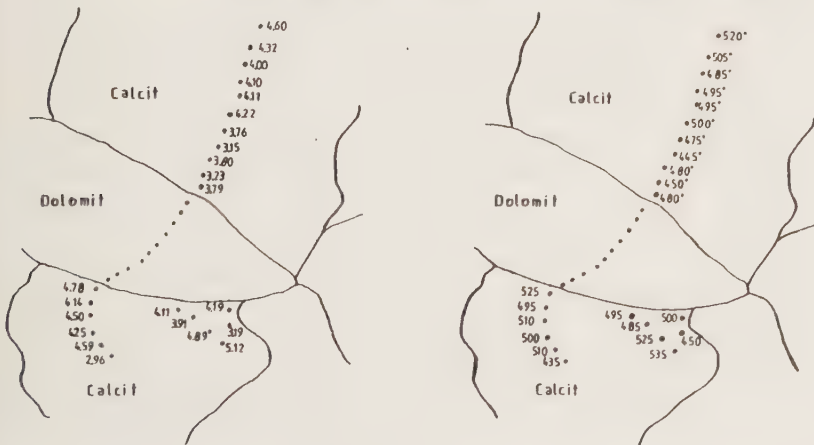


Abb. 46: a) Cc-Do-Paragenese, Probe 1103a, Allochot-grat, Monzoni Out, dargestellt sind die ermittelten Mol% MgCO_3 in Calcit.

b) Gleicher Bildausschnitt, dargestellt sind die zu den MgCO_3 -Werten korrespondierenden Temperaturen.

Abb.47 (S.70) zeigt die Auswertung eines Probenprofils an der Periklasisograden, von 270m K.E. bis 225m K.E., denen ein ΔT von etwa 50°C entspricht. Probe 1103A stammt aus den Bellerophon-Schichten, zeigt jedoch die identische Paragenese Cc-Do-Per-Fo wie die Probenfolge 545 (SAN,

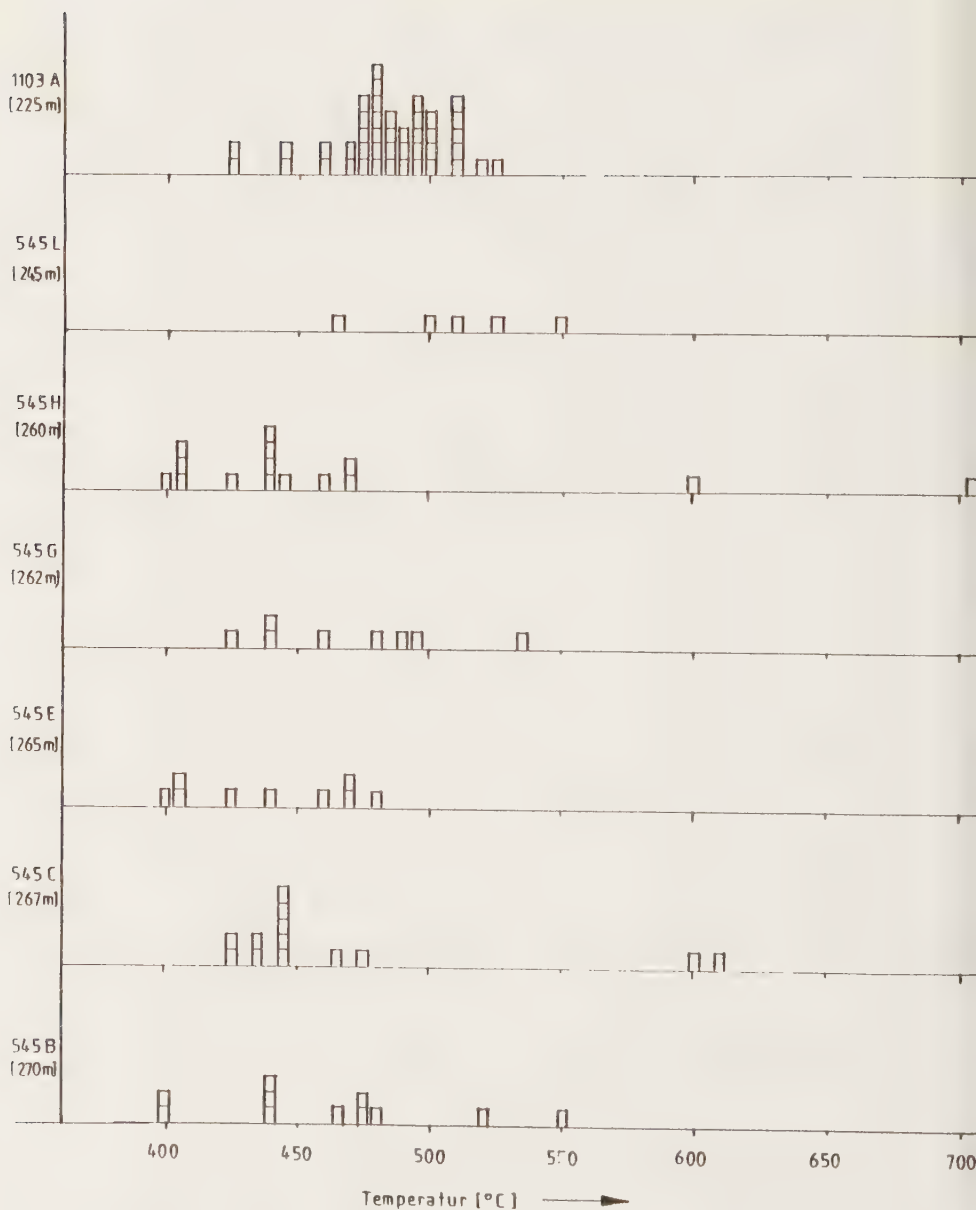


Abb. 47: Ermittelte Temperaturverteilung der Calcite aus Proben von der Periklas-Isograden in Monzoni-Ost. Dargestellt ist die Verteilung der in jeder Probe gemessenen Analysen auf der Temperaturachse. Jedes Kästchen entspricht einer Punktanalyse, wobei nicht in Kern- und Randbereiche getrennt wurde.

MASCH, 1977; Kap.3.7, S.109ff.). Insgesamt gesehen ist die sich ergebende Temperatur von 450-520°C für die Periklas-Isograde etwas zu niedrig. Auch bei Annahme von niedrigen X_{CO_2} -Werten wird die Reaktionskurve erst bei Temperaturen um 560°C erreicht (Abb.27, S.47). Es könnte zu einer Reequilibrierung von Calcit/Dolomit-Paaren gekommen sein, sodaß die ermittelte Temperatur von etwa 500°C für 250m K.E. nur als untere Temperaturmarke angesehen werden kann.

2.5.4 Pyrit/Magnetkies:

Die Umwandlung von Pyrit in Magnetkies erfolgt für $P=500$ bar bei Temperaturen um 750°C (KULLERUD & YODER, 1959), ist jedoch stark abhängig von der herrschenden Schwefel-Fugazität. Es läßt sich feststellen, daß in den Bereichen der äußeren Aureole bevorzugt Pyrit, in der inneren Aureole Magnetkies gebildet wurde. In einer Probe des Toal da Masson (390-20, Analysen, Kap.6.4, S.201) wurden Erzkörner analysiert, deren Kern aus Pyrit besteht, umsäumt von einem Rand aus Magnetkies. Die Pyrit/Magnetkies-Umwandlungskurve wurde auf diese Probe gelegt. Es ergab sich für eine Kontaktentfernung von 45m eine Temperatur von 700-750°C.

2.5.5 Al_2SiO_5 -Modifikationen:

In pelitischen Gesteinen vom unmittelbaren Intrusivkontakt wurden sowohl in Monzoni als auch in Predazzo Andalusit* festgestellt. Die Temperaturen der Sillimanitbildung wurden offensichtlich nicht erreicht.

2.6 TEMPERATUR-KONTAKTENTFERNUNGS-GRADIENT:

Aus den genannten Mineralthermometern und den erarbeiteten Isograden wurden die Temperaturgradienten für die Intrusionen von Predazzo (Canzoccoli, Le Coronelle) und Monzoni (Monzoni-Ost, Toal da Masson) erarbeitet

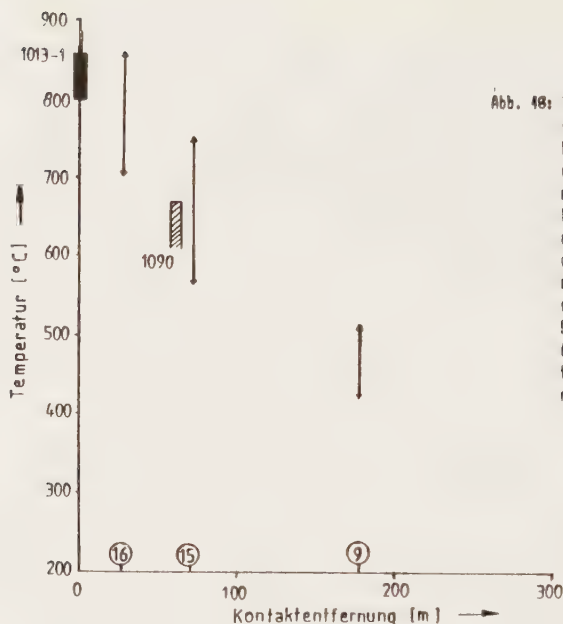


Abb. 48: Temperatur-Kontaktentfernungsdiagramm für Predazzo:
Der dargestellte Temperaturbereich für die einzelnen Isograden ist dem berechneten T-X_{CO2}-Diagramm (S. 47) entnommen. Die Kontaktentfernung der Isograden ⑨ und ⑮ wurden an der Canzoccoli, die der Isograden ⑮ an der Coronelle ermittelt. Karbonatthermometrie an Proben des Dolomittriffs (1090, siehe Kap. 6.4, S. 213) ergab Werte um 650°C. Die Anwendung des Monticellit/Forsterit-thermometers ergab für den Kontaktbereich Temperaturen zwischen 790-840°C.

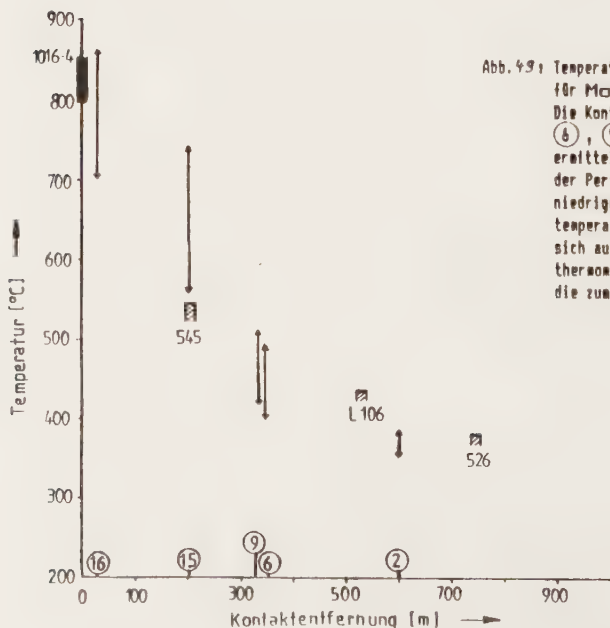


Abb. 49: Temperatur-Kontaktentfernungsdiagramm für Monzoni:
Die Kontaktentfernung der Isograden ②, ⑥, ⑨, ⑮ und ⑮ wurden in Monzoni ermittelt. Karbonatthermometrie an Calcit der Periklasisograden ergaben relativ zu niedrige Werte um 520°C. Die Kontakttemperaturen von 790-840°C ergaben sich aus der Monticellit/Forsterit-thermometrie an Proben des Toal da Mass. Die zum Vergleich eingezeichnet wurden.

(Abb. 48, 49, S. 72). Schraffierte Kästchen ergeben sich aus Karbonatthermometrie, schwarze Kästchen aus der Monticellit/Forsterit-Thermometrie. Mit Pfeilen sind die Isograden gekennzeichnet.

In Predazzo konnten die Isograden (9), (15), (16) und (17) erarbeitet werden. Aus Abb. 27 (S. 47) wurde der jeweils über den gesamten X_{CO_2} -Bereich mögliche Temperaturbereich entnommen und als Pfeile in das Temperatur - Kontaktentfernungs-Diagramm eingetragen. Karbonatthermometrie an Proben des Dolomittriffs (Probenprofil 1090, Kap. 6.4, S. 213) ergab Werte von max. $600^{\circ}C$ für Kontaktentfernungen von 60m. Die Anwendung des Monticellit/Forsterit-Thermometers ergab für den direkten Kontakt Temperaturen um $790-840^{\circ}C$ (S. 63).

Für Monzoni muß man zwei Gebiete trennen: in Monzoni-Ost lassen sich die Proben in der Kontaktaureole vom Beginn bis zum Intrusiv verfolgen, im Toal da Masson sind nur die Hochtemperatur-Paragenesen aufgeschlossen. Deren Gradient wird gesondert mittels Melilith-Mischkristallentwicklung erarbeitet (Kap. 4, S. 112ff). Das Diagramm Abb. 49 stellt den Temperaturgradienten in Monzoni-Ost dar, zum Vergleich wurden die Temperaturwerte für den Intrusivkontakt (Mtc/Fo-Thermometrie, Toal da Masson) hinzugefügt. Die Temperaturwerte der Karbonatthermometrie an Proben von der Periklas-Isograden (15) (Probenfolge 545, S. 69ff.) ergaben sehr niedrige Werte und können somit nur als minimale Temperaturmarke angesehen werden. Die Isograden (9) und (6) (bzw. (6a)) folgen im Gelände schnell aufeinander, sie sind in etwa gleich temperiert (siehe Abb. 27, S. 47). Die Temperaturwerte (Karbonatthermometrie) der kontaktfernen Proben L106 und 526 wurden von S. HEUSS-ABBICHLER (Mdl. Mitt.) übernommen.

Ein Vergleich beider Gebiete ergibt einen steileren Temperaturgradienten für Predazzo ($2^{\circ}/m$) als für Monzoni ($1^{\circ}/m$). Niedrigere Sedimenttemperaturen vor und während der Intrusion wären eine Erklärung (Seichter Niveaue).

3. FLUID-KONTROLLE

3.1. FLUID/GESTEINS-INTERAKTION:

Die zentrale Fragestellung ist:

Kontrollieren Mineralparagenesen die Zusammensetzung der koexistierenden Fluids oder kontrollieren externe Fluids die Paragenese und deren Phasenzusammensetzungen (Infiltration)? Gibt es eine Kombination der beiden Mechanismen?

Zur Beantwortung dieser Zentralfrage muß zuerst der thermodynamische und physikalische Zustand des Systems geklärt werden. Handelt es sich bei dem reagierenden Teilsystem um ein geschlossenes oder um ein offenes System (THOMPSON, 1970)?

Systemkontrollfaktoren sind vor allem die Parameter Druck (P), Temperatur (T) und Volumen (V).

3.1.1 Die fluide Phase

Mit Fluid wird ein Zustand beschrieben, der weder einem Gas noch einer Flüssigkeit entspricht. Bei P,T-Bedingungen oberhalb des kritischen Punktes von H_2O , spricht man von einem superkritischen Fluid. In der Literatur findet man recht widersprüchliche Aussagen über den physikalischen Charakter von Fluids. Zur Berechnung von Mischungsvolumen und Aktivitäten bei mittleren P,T-Bedingungen, wird die fluide Phase als gasförmig angesehen (GEHRIG, 1980; GREENWOOD, 1969, 1973), bei Berechnungen von Lösungsgleichgewichten als wässrige Lösung (HELGESON, 1968, 1971, 1972). Bei der Berechnung von Fluid/Gesteins-Interaktionen wird die Fluidichte mit $1g/cm^3$ angegeben (FERRY & BURT, 1982), d.h. annähernd der Wert einer Flüssigkeit. Das Vorhandensein einer fluiden Phase während der Karbonatmetamorphose ist auf jeden Fall vorauszusetzen, da bei den Devolatisierungsreaktionen große Mengen CO_2 als auch H_2O freigesetzt werden.

3.1.2 Zusammensetzung von Fluids

Nahezu alle bisherigen experimentellen Bestimmungen von Gleichgewichten wurden mit einem binären $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Fluid durchgeführt. Diese beiden Komponenten stellen den Hauptteil der natürlichen Fluids im Gestein (EUGSTER & GUNTER, 1981; FYFE, PRICE & THOMPSON, 1978). Es können aber auch Phasen wie CH_4 , H_2S , SO_2 und vor allem gelöste Chloride auftreten. Unter den Chloriden ist NaCl die dominierende Phase. Zahlreiche Untersuchungen von metamorphen Gesteinen ergaben deutliche NaCl -Gehalte in der fluiden Phase. RICH (1979) beschreibt Fluid-Einschlüsse mit mehr als 25 Gew.% NaCl . TROMMSDORFF, SKIPPEN & ULMER (1985) fanden feste NaCl - und KCl -Einschlüsse in Tremolitmarmoren vom Campolungo, in denen bereits von MERCOLLI (1979, 1982) NaCl -reiche Fluid-Einschlüsse beschrieben werden. Von denselben Autoren wurden NaCl -Einschlüsse auch aus Gesteinen von Monzoni erwähnt. Es handelt sich sowohl beim Adamello als auch bei Monzoni um sehr seichte untermeerische Intrusionen, wo die Zirkulation von salinaren Lösungen gegeben ist. Deutliche NaCl -Gehalte in Mineralphasen und das Auftreten von Na-Skapolith unterstützen die Annahme von NaCl im Fluid. Die experimentelle Petrologie steht noch am Anfang einer Erweiterung der binären Fluidsysteme. RICE (1980) beschreibt und berechnet Phasengleichgewichte mit fluorhaltigen Mineralen (Humit, Norbergit) in Dolomiten. GEHRIG (1980) untersuchte $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ - NaCl -Phasengemische bei verschiedenen P,T-Bedingungen. BOWERS & HELGESON (1983) lieferten thermodynamische Berechnungen über den Einfluß von NaCl in der fluiden Phase. In einer neuen Arbeit von SKIPPEN & TROMMSDORFF (1986) wird der Einfluß von NaCl und KCl auf die Phasenbeziehungen in metamorphen Karbonatgesteinen untersucht.

3.1.3 Struktureller Zustand des Fluids

Über den Zustand der fluiden Phase herrscht keine Einmütigkeit. Zwei verschiedene Strukturen scheinen möglich:

a) Die fluide Phase liegt in Form eines Films auf den Mineralen vor. Die Korngrenzen der Minerale stellen Bereiche hoher Fehlstellendichte dar. WALTER & ORVILLE (1982) sprechen von einer **adsorbierten Doppel-Molekül-Schicht**. Nach RUBIE (1986) spricht man jedoch besser davon, daß H_2O -Moleküle strukturell in der Korngrenze gelöst sind. BARD (1986) stellte folgendes Modell auf:

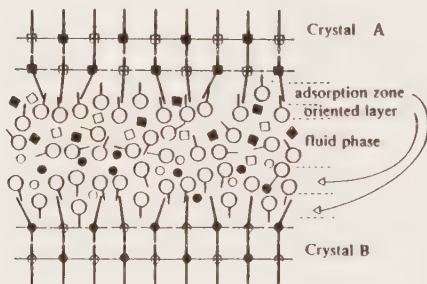


Abb. 50: Modell für den Zustand der fluiden Phase zwischen zwei Festkörpern. Zwischen zwei Adsorptionsschichten an den Festkörpern befindet sich eine strukturell unabhängige fluide Phase (nach LAFITTE, aus BARD, 1986).

b) Das Fluid ist eine diskrete Phase (statisch oder fließend) und nicht strukturell an die Festkörper gebunden. In einer solchen freien fluiden Phase ist die Mobilität und Transportfähigkeit (Diffusionsfähigkeit) größer, da die Viskosität η kleiner ist. Laut RUBIE (1986) gilt:

$$\eta_{\text{Film}} = 3 \cdot \eta_{\text{diskret}}$$

Nach TEM-Untersuchungen von WHITE & WHITE (1981) läßt sich folgendes Modell für Korngrenzen/Fluidstruktur aufstellen:



Abb. 51: Auftreten der fluiden Phase.

Die fluide Phase befindet sich:

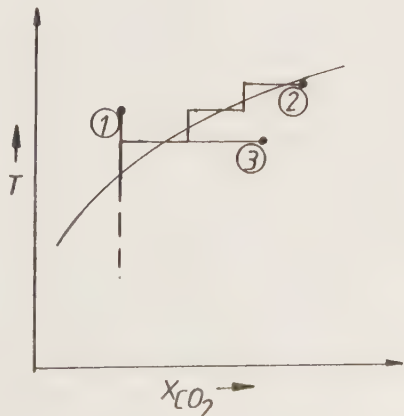
- in Trielpunkt-Räumen (t)
- in Form von Blasen auf 2-Phasenkorngrenzen (b)

Sie schließen daraus, daß während der Metamorphose die fluide Phase in Form eines Films auf Zwei-Phasenkorngrenzen (f) existiert.

3.2 KONTROLLE DER FLUIDZUSAMMENSETZUNG

GREENWOOD (1975) führte für die Fluid-Kontrolle bei der Metamorphose den Begriff "Pufferung" ein (RICE & FERRY, 1982). Unter Pufferung versteht man allgemein das Widerstehen, speziell die Konstanzhaltung eines Zustands gegenüber einer Änderung eines intensiven Systemparameters. GREENWOOD vertritt die Auffassung, daß in vielen Gesteinen Mineralreaktionen in der Lage sind, durch Freisetzen von fluider Phase die Zusammensetzung des Porenfluids zu "puffern". Dabei geht er grundsätzlich von Gleichgewichtsbedingungen aus. Die im isobaren T-Xco₂-Diagramm univariante Reaktion wird nach GREENWOOD durch die "Pufferung" immer zum invarianten Punkt verschoben, erst dort kommt es zum effektiven Reaktionsumsatz. Solange von außen kein Fluid in das System gelangen kann, wird die Zusammensetzung dieses generierten Fluids durch die lokale Devolatisierungsreaktion "gepuffert". Den ganzen Vorgang "Pufferung der fluiden Phase" zu nennen, ist nicht sehr glücklich gewählt. Im Grunde ist es genau das Gegenteil, die Zusammensetzung der fluiden Phase wird nicht konstant gehalten, sondern teilweise extrem verändert. Statt "Pufferung" wird dieser Vorgang im Folgenden grundsätzlich als "Interne Fluid-Kontrolle" bezeichnet.

Durch Temperaturerhöhung wird die Gleichgewichtskurve einer Dekarbonatisierungsreaktion überschritten. Das System ist bestrebt, diese Störung des Gleichgewichts auszugleichen (Prinzip von Le Chatelier). Handelt es sich um ein offenes System, so kann es zu einer Konstanzhaltung des Xco₂ der fluiden Phase kommen (Austausch bzw. stetige Verdünnung mit der fluiden Phase der Umgebung), und



somit zu einem schnellen, vollständigen Reaktionsumsatz (①). Handelt es sich um ein geschlossenes System, so muß sich durch das generierte Fluid die Zusammensetzung der koexistierenden fluiden Phase zu höheren X_{CO_2} -Werten verändern. Bei genügend langsamer Erwärmung kann dies zu einer stetigen T- X_{CO_2} -Entwicklung entlang der Gleichgewichtskurve führen, d.h. es erfolgt nur ein unwesentlicher Reaktionsumsatz, extreme X_{CO_2} -Werte können erreicht werden (②, GREENWOOD, 1975). Ist die Temperaturerhöhung jedoch rasch, wie z.B. bei der Kontaktmetamorphose, so kann das Reaktionsausmaß durch die schnelle Überschreitung der Gleichgewichtskurve so groß sein, daß die generierte Menge CO_2 den X_{CO_2} -Wert der koexistierenden fluiden Phase derart verschiebt, daß es zu einem erneuten Reaktionsstillstand kommt. Bei niedrigen T- X_{CO_2} -Bedingungen, d.h. meist am Beginn einer Dekarbonatisierungsreaktion des abgebildeten Typs ist dieser Effekt am gravierendsten (Fall ③), da die Gleichgewichtskurve eine große Steigung aufweist. Mit höheren T- X_{CO_2} -Bedingungen, d.h. mit Reaktionsfortschritt, verliert die X_{CO_2} -Verschiebung (trotz Vorhandensein) an Bedeutung.

Intern generiertes Fluid und die Mineralparagenese kontrollieren sich in einem geschlossenen System bei Temperaturerhöhung gegenseitig.

Die Fähigkeit einer Reaktion die Zusammensetzung der koexistierenden fluiden Phase zu kontrollieren, wird durch die Änderung der Fluidzusammensetzung mit der Änderung der Fluidmenge durch die generierte fluide Phase beschrieben (GREENWOOD, 1975, "buffering capacity"):

$$dX_2 / dn_2 = ((n_{1,0} + n_{2,0}) - AX_2) / (n_1 + n_2) \quad \text{wobei: } X_2 = \text{Molenbruch der Fluidzusammensetzung}$$

$$A = v_1 + v_2 / v_2 = \text{Stöchiometrische Koeffizienten der Reaktion}$$

$$v_1, v_2 = \text{Stöchiometrische Koeffizienten der Reaktion}$$

$$n_{1,0}, n_{2,0} = \text{Anzahl der Mole Fluid vor der Reaktion}$$

$$n_1, n_2 = \text{Anzahl der Mole Fluid nach der Reaktion}$$

Aus dieser Gleichung ergibt sich folgende Beziehung für die Fluidzusammensetzung X_2 :

$$X_2 = n_2 / (n_{1,0} + n_{2,0} + A(n_2 - n_{2,0}))$$

In diese Gleichung gehen als wichtige Faktoren ein:

Die Ausgangszusammensetzung der koexistierenden fluiden Phase ($n_1, 0, n_2, 0$), der Reaktionsumfang (dn_2) und die Stöchiometrie der Reaktion (A). Als Beispiel wird im Folgenden die Kontrollfähigkeit einer reinen Dekarbonatisierungsreaktion berechnet.



Ausgangsbedingungen	Reaktionsausmaß	n_{CO_2}	x_{CO_2}	dx_{CO_2}	dx_{CO_2}/dn_{CO_2}
1 Mol: $n_{H_2O}=0.9$ $x_{CO_2}=0.1$ $n_{CO_2}=0.1$	$dn_{CO_2}=0.1$	0.1	0.10	0.08	0.80
	$dn_{CO_2}=0.2$	0.3	0.25	0.15	0.75
	$dn_{CO_2}=0.5$	0.6	0.40	0.30	0.60
	$dn_{CO_2}=1.0$	1.1	0.50	0.40	0.40
1 Mol: $n_{H_2O}=0.5$ } $x_{CO_2}=0.5$ $n_{CO_2}=0.5$	$dn_{CO_2}=0.1$	0.6	0.55	0.05	0.50
	$dn_{CO_2}=0.2$	0.7	0.58	0.08	0.40
	$dn_{CO_2}=0.5$	1.0	0.67	0.17	0.34
	$dn_{CO_2}=1.0$	1.5	0.75	0.25	0.25
0.1 Mol: $n_{H_2O}=0.09$ } $x_{CO_2}=0.1$ $n_{CO_2}=0.01$	$dn_{CO_2}=0.1$	0.11	0.55	0.45	4.50
	$dn_{CO_2}=0.2$	0.21	0.70	0.60	3.00
	$dn_{CO_2}=0.5$	0.51	0.85	0.75	1.50
	$dn_{CO_2}=1.0$	1.01	0.92	0.82	0.82

Es ergibt sich, daß die Reaktion dann die Zusammensetzung der fluiden Phase am stärksten kontrollieren kann, wenn

- das Reaktionsausmaß gering ist,
- das Anfangs- x_{CO_2} gering ist und
- die Anfangs-Fluidmenge gering ist.

Hierbei zeigt die zu Beginn der Reaktion vorhandene Fluidmenge die stärksten Auswirkungen und damit die stärkste Kontrollfähigkeit.

3.3 Fluid-Mobilität

Um Aussagen über die Fluidentwicklung während der Metamorphose in einem offenen bzw. geschlossenen System machen zu können, muß dessen Mobilität betrachtet werden. Nach dem Gesetz von DARCY besteht folgende Beziehung:

$$J_A = k/\eta \times (\rho g + \nabla P), \text{ wobei } J_A = \text{Fluidmobilität}$$

k = Permeabilität

η = Viskosität des Fluid

ρ = Dichte des Fluids

∇P = Druckgradient

Unter Permeabilität wird die Durchlässigkeit eines Gesteins aufgrund von mehr oder weniger zusammenhängenden Rissen, Poren oder Korngrenzen beschrieben (YARDLEY, 1986). Sie ist zum einen abhängig vom effektiven Druck P_{eff} , für den gilt:

$$P_{eff} = P_{litho} - P_{fluid}$$

zum anderen von der Gesteinsporosität (Geometrie und Zusammenhang der Porenräume, siehe S.81ff.).

Mikrorisse und Poren können nur dann offen- und damit fluidgefüllt bleiben, wenn P_{eff} klein ist, d.h. wenn $P_{fluid} = P_{litho}$. Ist $P_{fluid} < P_{litho}$, können nur wenige, sphärische, besonders auf 3-Korngrenz-Winkeln befindliche Poren fluidgefüllt bleiben (siehe Abb.51, S.76). Die Permeabilität steigt daher mit der Abnahme des effektiven Drucks. In Laborversuchen wurde die Permeabilität bisher fast ausschließlich bei Raumtemperaturen und niedrigem P_{eff} gemessen, was die Übertragung auf metamorphe Bedingungen erschwert. Die gemessenen Werte für die Permeabilität liegen im Bereich von 10^{-16} bis 10^{-21} m^2 . Versuche von BRACE et al. (1968) und PRATT et al. (1977) ergaben einen starken Anstieg der Permeabilität mit abnehmendem effektiven Druck (P_{fluid} nähert sich P_{litho}), wobei eine Beschleunigung dieser Zunahme erfolgt, wenn sich P_{eff} zu 0 nähert. Experimente von BAUER & JOHNSON (1979) demonstrieren den Effekt von Bruchbildung und Fluidichteänderung mit

Hilfe eines Temperaturzyklus. Proben, die Temperaturen von etwa 500°C ausgesetzt waren, ergaben eine Permeabilität von weniger als 10^{-18}m^2 , die Proben, die Temperaturen um 660°C ausgesetzt waren, ergaben Werte von 10^{-15}m^2 . Aus den experimentellen Ergebnissen kann man auf eine metamorphe Gesteinspermeabilität im Bereich von 10^{-15} bis 10^{-18}m^2 schließen.

Die Entwicklung des lithostatischen und des hydrostatischen Druckgradienten und damit die Größe des Effektivdruckes, zeigt folgende Abb. 52, bei der die Ergebnisse von Druckuntersuchungen in einem Sedimentationstrog dargestellt sind. Für Tiefen $< 3\text{km}$ scheint der Fluiddruck dem hydrostatischen Druck zu entsprechen. Erst ab 3km Tiefe (Plitho etwa 800 bar) nimmt Fluid zu und erreicht bei etwa 5km (1.2 kb) den lithostatischen Druckgradienten.

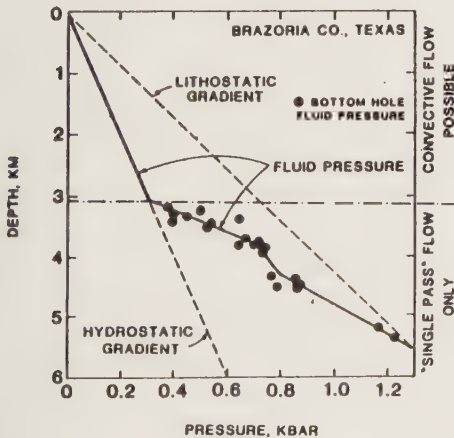


Abb. 52: Fluiddruck als Funktion der Tiefe in einem Sedimenttrog (GREGORY & BACKUS, 1980). Man erkennt deutlich den Übergang vom hydrostatischen zum lithostatischen Druck und die Auswirkungen auf die Konvektion (WOOD & WALTER, 1986).

Der zweite, die Gesteinspermeabilität beeinflussende Faktor ist die Porosität des Gesteins. Bei der Sedimentablagerung beträgt die Porosität der Karbonatgesteine sicherlich über 50%, die Porenräume sind gefüllt mit Fluid meteorischen- bzw. Meereswasser-Ursprungs. Diese Ausgangsporosität schwindet ohne diagenetische Zementation im Laufe der Sedimentabsenkung in größere Tiefen. Durch mechanisches

Ausquetschen, Kompaktion und Zementation während der Diagenese kann man auf metamorphe Porositäten von 2-5 Vol.% schließen. Bei dieser drastischen Porositätsverminderung durch P/T-Einfluß und Ausfällung kann sich auch der physikalische Zustand der fluiden Phase verändern (vgl. S.74ff.).

Während der Metamorphose wird die Porosität durch den Abbau der Festphasen stark erhöht, da fast alle Devolatisierungsreaktionen negative Volumenänderungen aufweisen. Nach dem heutigen Kenntnisstand kann diese Porosität nur dann effektiv, d.h. fluidgefüllt sein, wenn der Fluiddruck dem Gesteinsdruck standhält.

Was passiert aber mit der bei den Devolatisierungsreaktionen generierten fluiden Phase? Es handelt sich dabei immerhin um beträchtliche Volumen, die das Fassungsvermögen des Gesteins sicherlich überschreiten (einige mole Fluid/kg Gestein). Gibt es einen Wechsel vom geschlossenen zum offenen System? Nähert sich Fluid an Litho (siehe Abb.52, S.81) so kann die Permeabilität genügend groß werden, sodaß es zu einem Austausch von fluiden Phase mit der Umgebung kommen kann. Da die generierten Fluids eine niedrige Dichte aufweisen, steigen sie, wenn möglich, Richtung Erdoberfläche, in niedrigere Druckbereiche. Gibt es ein Netzwerk von Poren und Wegsamkeiten, d.h. ist die Permeabilität genügend groß, so kann es zur Fluidzirkulation (Abb.53, S.83) kommen, da das aufsteigende Fluid sich abkühlt, und damit an Dichte wieder zunimmt (BURTON & JACKSON, 1979). Eine solche konvektive Zirkulation in einem permeablen Medium, einheitlich von einer darunterliegenden Wärmequelle aufgeheizt, wird durch die Rayleigh/Darcy-Gleichung (ELDER, 1967) beschrieben:

$R_a = K \cdot g \cdot \Delta T \cdot H / k_a \cdot \eta$, wobei R_a = Rayleigh-Zahl

K = Permeabilität

= thermischer Ausdehnungskoeffizient des Fluids

g = Erdbeschleunigung

ΔT = Temperaturunterschied in der Zirkulationsschicht

H = Dicke der Schicht

k_a = thermischer Diff.-Koeff.

η = Viskosität des Fluids

Tab. 2:

Werte für die Rayleigh-Darcy-Gleichung

$$\alpha_c = 10^{-3} \text{ K}^{-1}$$

$$\nu = 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$$

$$K_a = 6 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$$

$$g = 9.8 \text{ m sec}^{-2}$$

$$\Delta T = 500 \text{ K}$$

$$h = 1.5 \cdot 10^3 \text{ m}$$

ETHERIDGE et al. (1983) setzen die Rayleigh-Zahl für die Konvektion in derartigen Systemen ≈ 40 und berechnen mit Hilfe von Durchschnittsdaten der anderen Parameter die minimale Permeabilität, die zur Ermöglichung von Konvektion vorauszusetzen ist. Nimmt man für die beiden Parameter ΔT und H den geologischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet entsprechend etwas kleinere Werte als diese Autoren zur Berechnung verwendet haben, so ergibt sich eine zur Ausbildung von Konvektionszellen erforderliche minimale Permeabilität $K \sim 3 \times 10^{-16} \text{ m}^2$.

Hält das Gestein dem effektiven Druck nicht stand, so werden die meisten Poren geschlossen, die fluide Phase kann ausschließlich nach oben steigen, **Single Pass Flow**, es kommt nicht zur Fluidzirkulation. In der folgenden Abb. 53 sind beide Arten des Fluidflusses dargestellt.

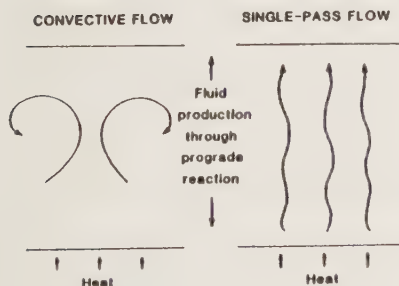


Abb. 53: Zwei Möglichkeiten für Fluidbewegung während der Metamorphose

- a) Das Gestein kann ein zusammenhängendes System von Poren und Brüchen offenhalten
 $\rightarrow$ Zirkulation, Konvektion
- b) Das Porensystem kollabiert unter zu hohen lithostatischen Druck, sodaß $P_{\text{fluid}} = P_{\text{litho}}$ wird. Fluide Phase kann nur dem Druckgradienten entlang nach oben steigen (Dichteauftrieb).

Eine weitere Möglichkeit die Gesteinspermeabilität zu beeinflussen, ist die **Bruchbildung**. Steigt $P_{\text{fluid}} > P_{\text{litho}}$, so kann es zum Bruch und damit zu **plötzlicher Druckentlastung** kommen. Dadurch erhöht sich die Permeabilität (BRACE & ORANGE, 1968; ETHERIDGE et al., 1984; WALTER & ORVILLE, 1982; WALTER & WOOD, 1986).

Der Volumenfluß J_v ist nach dem **POISEUILLE-Gesetz** abhängig von der Bruchgröße und dem Druckgradienten:

$J_v = (d^3 l / 12) \quad p / z$ wobei d = Bruchdurchmesser
 l = Bruchlänge
 p / z = Druckgradient in
 Richtung z

In der folgenden Abb.54 ist diese Beziehung dargestellt
 (WALTER & ORVILLE, 1982).

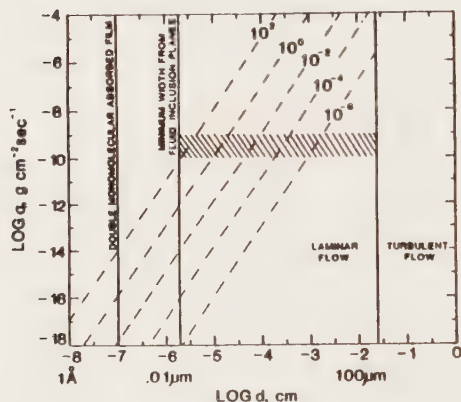


Abb. 54: Isoplethen der Bruchlänge in
 cm/cm² als Funktion des Volumen-
 flusses (q) und der Bruchweite (d)
 (WALTER & ORVILLE, 1982).

3.4 FLUIDENTWICKLUNG WAHREND DER KARBONATMETAMORPHOSE:

Im Folgenden soll die Fluid-Entwicklung bei der Metamorphose von 2 unterschiedlichen Karbonatzusammensetzungen erarbeitet werden. Hierbei werden nur reine Festphasen im $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO}$ -System betrachtet, da die Berechnungen ansonsten unnötig kompliziert würden. Nimmt man ein bestimmtes Gesteinsvolumen (z.B. 100cm^3) mit einer Modellphasenzusammensetzung, so lassen sich alle Festphasen und das Fluid in Mol-Anteilen ausdrücken. Aus den vorliegenden PVT-Daten für binäre Mischungen von $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ für den Bereich $400\text{-}800^\circ\text{C}$, $100\text{-}600$ bar (GREENWOOD, 1969, 1973; GEHRIG, 1980) läßt sich bei gegebenem X_{CO_2} die Fluidmenge berechnen, die einen vorgegebenen Porenraum ausfüllt. Die Berechnungen beruhen auf Volumenänderungen als Reaktion auf P , T und X_{CO_2} -Veränderungen.

Das bei Dekarbonatisierungsreaktionen freigesetzte Fluid mit einem je nach Reaktionstyp unterschiedlichen X_{CO_2} beeinflusst auf zweifache Weise das vorhandene Fluidvolumen: zum einen durch die neugebildete Fluidmenge und zum anderen durch das veränderte X_{CO_2} ($V_{mol, CO_2} \gg V_{mol, H_2O}$, Abb. 55, GEHRIG, 1980). Bei Reaktionsfortschritt kann das vergrößerte Fluidvolumen nicht durch den gleichzeitigen Abbau des Festkörpervolumens kompensiert werden, es kommt zu einer Druckerhöhung von P_{fluid} .

Abb. 55: Molvolumen (cm^3/mol) von Wasser-Kohlendioxid Mischungen (GEHRIG, 1980)

T(°C)	p(bar)	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9 mol% CO ₂
400	150	302.0	316.0	327.0	336.0	345.0	352.0	359.0	365.0	370.0
	200	198.0	214.0	227.0	238.0	248.0	257.0	264.0	270.0	274.0
	250	133.0	151.0	167.0	180.0	191.0	201.0	210.0	217.0	222.0
	300	91.0	115.0	133.0	148.0	163.0	173.0	179.0	182.0	186.0
	400	56.0	75.0	83.0	107.0	118.0	127.0	134.0	140.0	144.0
	500	45.0	57.0	70.0	83.0	95.0	104.0	110.0	113.0	117.0
	600	42.0	53.0	63.0	72.0	80.0	87.0	95.0	100.0	103.0
450	100	552.5	562.0	571.5	578.5	587.0	592.5	596.0	600.0	603.5
	150	346.0	358.5	367.0	375.0	382.0	388.0	393.0	397.5	400.0
	200	241.4	252.5	263.0	271.5	280.0	286.0	292.0	297.0	301.0
	250	181.0	193.5	204.0	213.0	220.0	227.0	233.0	237.0	242.0
	300	137.0	151.0	162.5	171.0	179.5	187.0	193.0	199.0	204.0
	400	98.0	103.0	116.0	127.0	135.0	142.5	148.0	153.0	157.5
	500	64.5	79.0	90.0	100.0	108.5	115.5	121.0	125.0	129.5
	600	49.0	60.0	71.0	80.0	87.5	95.0	102.0	107.0	111.0
500	200	279.0	289.0	296.0	303.0	309.0	314.0	320.0	323.5	326.0
	250	214.0	227.0	236.5	243.5	248.0	252.0	256.0	259.5	262.5
	300	167.5	178.0	186.5	195.0	201.0	207.0	211.0	216.0	220.0
	350	138.0	149.0	158.0	167.0	174.0	180.0	185.0	189.0	193.0
	450	95.5	108.0	118.0	127.5	136.0	141.0	146.0	151.0	154.5
	500	79.0	91.0	102.0	112.0	121.0	127.0	132.0	135.0	138.0
	600	66.0	76.0	84.5	93.0	100.5	107.0	112.0	115.0	119.0

Im Folgenden wird für jede abgeleitete Reaktion dieses Zusammenspiel Fluidentwicklung / Druckerhöhung / Permeabilitätsänderung entwickelt. Der gesamte Reaktionsumsatz wurde zweigeteilt, wobei die Grenze beim Erreichen von $P_{eff}=0$ ($P_{litho}=P_{fluid}$) liegt. Die mögliche Beeinflussung durch unterschiedliche Minerallöslichkeiten kann hierbei nicht berücksichtigt werden. Weitere Voraussetzungen für nachfolgende Berechnungen sind zum einen die Volumenkonstanz der Festphasen (geringe Kompressibilitäten von 0.1%/kb), und zum anderen die Betrachtung der fluiden Phase als binäre Mischung von H_2O und CO_2 . Auf den Einfluß von in natürlichen Systemen auftretenden zusätzlichen Komponenten, vor allem $NaCl$, wird abschließend kurz eingegangen.

3.4.1 Kieselige Karbonatgesteine

Ausgangssituation: 100 cm³ Gestein, bestehend aus:

78 Vol% Calcit	(= 2.112 Mole)
12 Vol% Dolomit	(= 0.187 Mole)
8 Vol% Quarz	(= 0.353 Mole)
2 Vol% Poren	(= 0.015 Mole Fluid, Xco ₂ =0.1, d.h. 0.0135 Mole H ₂ O und 0.0015 Mole CO ₂)

Bei Temperaturerhöhung erfolgt die erste Reaktion in der aufgeführten Zusammensetzung zwischen 300 und 400°C. Die Intrusionstiefe von Monzoni/Predazzo ist gering, etwa 1.5-2 km, daraus folgt, für ein P_{litho} von ~ 500 bar beträgt P_{fluid} maximal die Hälfte, 250 bar (siehe Abb.53, S.82). Das Anfangs-Xco₂ kann niedrig angenommen werden, da es sich um meteorische- oder Meereswässer handelt. Aus den Voraussetzungen P_{fluid}=250bar / T=400°C / 2 Vol% Porenraum / Xco₂=0.1 folgt ein Fluidvolumen_{mo1} von 133cm³. Das ergibt einen Ausgangswert für die vorhandene Fluidmenge von 0.015 Mole Fluid in 100cm³ Gestein.

1. Reaktion:

(1)



Bei dieser Reaktion wird H₂O verbraucht und 3x soviel CO₂ freigesetzt (generiertes Xco₂=1.0). Da zu Beginn der Reaktion P_{fluid} << P_{litho}, ist die Permeabilität des Gesteins niedrig, es handelt sich um ein geschlossenes System, d.h. das Xco₂ des Fluids steigt bei Reaktionsumsatz rasch an. Durch diese Xco₂-Vergrößerung und die freigesetzten Gasvolumina steigt P_{fluid} und mit ihm die Permeabilität des Gesteins. Schon ein geringes Reaktionsausmaß genügt, um den effektiven Druck P~0 (P_{f1}=P_l) zu bringen. Ab diesem Punkt ist die Permeabilität des Gesteins genügend groß, sodaß es zu einem Austausch mit der Umgebung kommt, d.h. ein offenes System vorliegt.

Erster Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Dolomit:	0.175 Mol =	11.260 cm ³	
Quarz :	0.337 Mol =	7.646 cm ³	
Talk :	0.004 Mol =	0.545 cm ³	
Calcit :	2.124 Mol =	78.448 cm ³	
Fluid :	0.023 Mol =	0.010 Mol H ₂ O	Xco ₂ =0.55
		0.013 Mol CO ₂	
Vfestkörper	=	97.899 cm ³	
VPorenraum	=	2.101 cm ³	

Durch die Erhöhung des Xco₂ von 0.1 auf 0.55 steigt V_{Mol} des Fluids (Abb.55, S.86). Die Fluidmenge vergrößert sich von 0.015 auf 0.023 Mol. Da sich der Porenraum nicht in entsprechendem Ausmaß vergrößert hat, bewirken beide Faktoren zusammen eine Druckerhöhung auf etwa 500 bar (GEHRIG, 1980), wobei V_{Mol,fluid} = 91.35 cm³ beträgt.

Nach diesem geringen Reaktionsausmaß ist bereits der Übergang vom geschlossenen zum offenen System erfolgt. Bei weiterem Reaktionsumsatz kommt es zu einem steten Austausch der fluiden Phase mit der Umgebung, sodaß anzunehmen ist, daß das erreichte Xco₂=0.55 bei gleichen Porenvolumen V in etwa konstant bleibt, d.h. ein stationärer Zustand bezüglich Xco₂ eintritt. Da das Porenvolumen bei konstantem Druck jedoch zunimmt (Volumenverlust der Festphasen bei Devolatisierungsreaktionen), kann es sowohl zu einer weiteren Xco₂Verschiebung (Vergrößerung von V_{Mol}) als auch zu einer Vergrößerung der Fluidmenge (bei konstantem V_{Mol}) kommen. Da nicht entschieden werden kann, welcher der beiden Mechanismen wirkt, werden beide zu gleichen Teilen berücksichtigt. Als wichtige Schlußfolgerung ergibt sich, daß es auch in einem offenen System zu einer Xco₂-Verschiebung, allein durch die Porenvolumenvergrößerung kommen kann, bzw. muß. Ein vollkommen "stationärer Zustand" von Xco₂ während einer Devolatisierungsreaktion ist im Allgemeinen nicht zu erwarten.

Restlicher Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Dolomit :	0
Quarz :	0.165 Mol = 3.744 cm ³
Talk :	0.047 Mol = 6.404 cm ³
Calcit :	2.268 Mol = 83.766 cm ³
Vfestkörper :	93.910 cm ³
VPorenraum :	6.090 cm ³

Da Fluid während des restlichen Reaktionsumsatzes konstant (=Flitho) bleibt, muß es zu den eben beschriebenen Veränderungen des X_{CO_2} oder der Fluidmenge kommen. Zum vollständigen Reaktionsumsatz ist eine Zufuhr von H_2O aus der Umgebung erforderlich. Es liegen nur 0.01 Mol H_2O vor, benötigt werden 0.043 Mole. Eine weitere Erhöhung des X_{CO_2} ist daher unwahrscheinlich, die Fluidmenge muß sich erhöhen. Im genannten Porenvolumen ($V_{m01} = \text{konstant} = 91.35 \text{ cm}^3$), finden 0.067 Mole Fluid mit einem gleichbleibendem $X_{CO_2} = 0.55$ Platz.

Nach Beendigung der Reaktion erfolgt keine weitere Fluidproduktion. Durch die erreichte Permeabilität kommt es weiterhin zu einem Austausch der fluiden Phase zwischen dem Teilsystem und seiner Umgebung (Streben nach Potentialausgleich). Da diese Umgebung (ohne Reaktion) noch das Ausgangs- $X_{CO_2} = 0.1$ aufweist, kommt es durch den Verdünnungseffekt zu einer Verschiebung zu niedrigeren X_{CO_2} -Werten. Da gleichzeitig eine Temperaturerhöhung erfolgt, wird bei $X_{CO_2} \sim 0.3$ bereits die Gleichgewichtskurve der folgenden Reaktion überschritten, sodaß die weitere X_{CO_2} -Erniedrigung gestoppt wird. Durch die Verdünnung mit H_2O vermindert sich das Molvolumen erheblich. Dadurch kann Fluid wieder sinken und mit ihm die Permeabilität. Bei $T = 400^\circ C$ und $X_{CO_2} = 0.3$ ergibt sich bei einem Molvolumen von 110 cm^3 ein Fluid 350 bar.

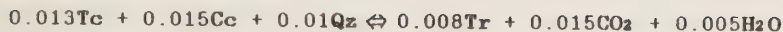
2. Reaktion:

(2)



Zu Beginn dieser Reaktion liegen 0.059 Mole Fluid mit einem $X_{CO_2} = 0.3$ vor, d.h. 0.041 Mole H_2O und 0.018 Mole CO_2 . Bei der 2. Reaktion wird keinerlei fluide Phase verbraucht, generiert wird ein Fluid mit $X_{CO_2} = 0.75$. Der Ausgangszustand ähnelt dem der 1. Reaktion. Wieder ist der effektive Druck hoch und die Permeabilität klein (geschlossenes System). Das Reaktionsausmaß, bei dem die Fluidkontrolle effektiv wirkt, ist wiederum sehr klein.

Erster Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Quarz	: 0.155 Mol =	3.517 cm ³	
Talk	: 0.034 Mol =	4.633 cm ³	
Calcit	: 2.253 Mol =	83.212 cm ³	
Tremolit	: 0.008 Mol =	2.183 cm ³	
Fluid	: 0.079 Mol, d.h.	0.046 Mole H ₂ O } X _{CO2} =0.4	
		0.033 Mole CO ₂ }	
V _{festkörper}	=	93.545 cm ³	
V _{porenraum}	=	6.455 cm ³	

In diesen 6.455 cm³ Porenvolumen befinden sich 0.079 Mole Fluid bei 400°C/500bar/X_{CO2}=0.4/V_{Mol}=81.709 cm³. Ab diesem X_{CO2} ist der effektive Druck P~0, d.h. erneuter Übergang ins offene System, Austausch der Fluidzusammensetzung mit der Umgebung und gleichzeitige Abfuhr der generierten, nicht aufnehmbaren Fluidvolumina.

Restlicher Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Quarz	: 0.128 Mol =	2.904 cm ³
Talk	: 0	
Calcit	: 2.212 Mol =	81.698 cm ³
Tremolit	: 0.028 Mol =	7.642 cm ³
V _{festkörper}	=	92.244 cm ³
V _{porenraum}	=	7.756 cm ³

Bleibt V_{Mol} konstant (81.709 cm³), dann finden in diesem Porenvolumen 0.095 Mole Fluid mit einem konstanten X_{CO2}=0.4 Platz. Bleibt es bei der Fluidmenge von 0.079 Mole, so ändert sich X_{CO2} bis auf 0.55 (V_{Mol}=96.177 cm³). Für diese Reaktion reicht die X_{CO2}-Verschiebung aus, um das Porenvolumen bei P=konstant auszufüllen.

Nach Reaktionsablauf erfolgt wiederum eine Verdünnung der fluiden Phase (siehe bei Reaktion 1) und damit eine Verschiebung zu niedrigen X_{CO2}-Werten. Da die Temperatur gleichzeitig steigt, wird etwa bei X_{CO2}=0.2 die nächste Gleichgewichtskurve überschritten. Das Molvolumen wird durch die Verdünnung mit H₂O stark vermindert, dadurch sinkt P_{fluid} wieder bis auf Werte um 350 bar. Die Permeabilität nimmt entsprechend ab.

3. Reaktion:

(6)



Zu Beginn dieser Reaktion liegen 0.079 Mole Fluid mit $X_{\text{CO}_2}=0.2$ vor, d.h. 0.063 Mole H_2O und 0.016 Mole CO_2 . Bei dieser 3. Reaktion wird wiederum nur Fluid generiert, mit einem $X_{\text{CO}_2}=0.75$. Die Ausgangssituation ist daher die gleiche wie bei den vorhergehenden Reaktionen (siehe dort).

Erster Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Quarz	: 0.112 Mole =	2.541 cm ³	
Calcit	: 2.188 Mole =	80.812 cm ³	
Tremolit	: 0.020 Mole =	5.458 cm ³	
Diopsid	: 0.040 Mole =	2.644 cm ³	
Fluid	: 0.111 Mole, d.h. 0.071 Mole H_2O		} $X_{\text{CO}_2}=0.35$
		0.040 Mole CO_2	
Vfestkörper	: 91.455 cm ³		
VPorenraum	: 8.545 cm ³		

Bei der Fluidmenge von 0.111 Mol mit einem $X_{\text{CO}_2}=0.35$ und einem $P_{\text{Fluid}}=500$ bar, entspricht diesem Porenvolumen ein $V_{\text{Mol}} = 76.982 \text{ cm}^3$.

Restlicher Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

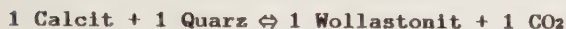
Quarz	: 0.072 Mole =	1.634 cm ³
Calcit	: 2.128 Mole =	78.596 cm ³
Tremolit	: 0	
Diopsid	: 0.140 Mole =	9.253 cm ³
Vfestkörper	: 89.483 cm ³	
VPorenraum	: 10.517 cm ³	

Bliebe V_{Mol} konstant (76.982 cm³), d.h. konstantes X_{CO_2} , dann müßte sich, um gleichbleibenden Druck zu gewährleisten, die Fluidmenge auf 0.137 Mole vergrößern. Bleibt die Fluidmenge konstant, so ergibt sich für das gleiche Porenvolumen von 10.517 cm³ ein $V_{\text{Mol}}=94.748 \text{ cm}^3$. Das bedeutet eine Zunahme des X_{CO_2} auf 0.5. Auch bei dieser Reaktion reicht die Zunahme des X_{CO_2} aus, um das vergrößerte Porenvolumen auszufüllen.

Nach Reaktionsablauf erfolgt erneute Verdünnung zu niedrigen Werten, bedingt durch das Streben nach Gleichgewicht zwischen dem Reaktionssystem und der Umgebung. Da über einen T-Bereich von etwa 80°C keine weitere Reaktion zwischen den vorliegenden Mineralen erfolgt, kann sich das X_{CO_2} bis auf Werte ~ 0.1 verschieben. Bedingt durch die gleichzeitige Temperaturerhöhung erfolgt keine derart starke Erniedrigung von P_{fluid} wie zwischen den vorangehenden Reaktionen, der Druck bleibt bei 400-450 bar, auch die Permeabilität bleibt relativ hoch.

4. Reaktion:

(14)



Da die Permeabilität des Gesteins von Anfang an recht hoch ist, erfolgt der Wechsel vom geschlossenen zum offenen System rasch (=geringer Reaktionsumsatz). Dies wird noch dadurch verstärkt, daß ein Fluid mit $X_{CO_2}=1.0$ generiert wird, was das Molvolumen rasch ansteigen läßt.

Erster Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Quarz	: 0.062 Mole =	1.407 cm ³	
Calcit	: 2.118 Mole =	78.226 cm ³	
Diopsid	: 0.140 Mole =	9.253 cm ³	
Wollast.	: 0.010 Mole =	0.400 cm ³	
Fluid	: 0.121 Mole, d.h. 0.1 Mole H ₂ O		$X_{CO_2}=0.2$
		0.021 Mole CO ₂	
Vfestkörper	: 89.286 cm ³		
Vporenraum	: 10.714 cm ³		

Es genügt ein sehr geringes Reaktionsausmaß, um das System zu öffnen. V_{mol} beträgt 88.546 cm³, was einem $X_{CO_2}=0.2$ entspricht.

Restlicher Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Quarz : 0
 Calcit : 2.056 Mole = 75.936 cm³
 Diopsid : 0.140 Mole = 9.253 cm³
 Wollast.: 0.072 Mole = 2.876 cm³
 V_{Festkörper} : 88.065 cm³
 V_{Porenraum} : 11.935 cm³

Bliebe X_{CO2}, d.h. V_{H₂O}, konstant, so befänden sich nach Reaktionsablauf 0.135 Mole Fluid im System. Nimmt man die maximal mögliche X_{CO2}-Verschiebung bei gleichbleibender Menge (0.121 Mole) an, so werden X_{CO2}-Werte von höchstens 0.3 erreicht. Eine neuerliche X_{CO2}-Verdünnung bis auf 0.1 führt zu keiner effektiven Abnahme von P_{Fluid}, der Druck sinkt höchstens auf ~450 bar, wodurch die Gesteinspermeabilität kaum beeinträchtigt wird. Damit liegt zu Beginn der nächsten Reaktion ein offenes System vor.

5. Reaktion:

(16)



Die nächstfolgende Reaktion in der vorliegenden Paragenese erfolgt erst nach einer Temperaturerhöhung auf etwa 700°C. Bei diesen Temperatur- und Druckbedingungen beträgt das Molvolumen eines Fluids mit X_{CO2}=0.1 bereits 162.61 cm³, es hat sich nahezu verdoppelt. Im vorhandenen Porenvolumen von 11.935 cm³ können sich nur 0.073 Mole Fluid (X_{CO2}=0.1) befinden, d.h. es wurde Fluid aus dem System verdrängt. Da von Anfang an ein offenes System vorliegt, wird der Reaktionsumsatz im Ganzen betrachtet.

Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Calcit : 1.916 Mole = 70.766 cm³
 Diopsid : 0
 Wollasto.: 0.072 Mole = 2.876 cm³
 Akermanit: 0.140 Mole = 12.993 cm³
 V_{Festkörper} : 86.635 cm³
 V_{Porenraum} : 13.365 cm³

Bliebe $X_{CO_2}=0.1$, hätten in diesem Volumen 0.082 Mole Fluid Platz, soviel wird jedoch durch die gesamte Reaktion nicht generiert. Wird die Fluidmenge beibehalten, so ergibt sich eine Vergrößerung auf $V_{Mol} = 183.08 \text{ cm}^3$. Die Akermanit-Bildung ist sehr stark temperaturabhängig: für eine X_{CO_2} -Verschiebung auf 0.5 ist bereits ein ΔT von 100°C nötig, d.h. man muß bei der Berechnung des durch die Reaktion produzierten X_{CO_2} ständig die Molvolumenwerte der Temperatur anpassen. Läuft die Reaktion über ein $\Delta T=100^\circ\text{C}$, so ergibt sich aus dem vorliegenden Porenvolumen von 13.365 cm^3 , der Fluidmenge 0.073 Mole und einem $P_{Fluid} = 500 \text{ bar}$, ein resultierendes X_{CO_2} von knapp 0.5.

Betrachtung der gesamten Reaktionsfolge:

Der bisher oft postulierte, jedoch ebenso oft verworfene Zick-Zack-Weg durch ein T - X_{CO_2} -Diagramm während der Karbonat-Metamorphose, wird durch die Berechnungen des Zusammenspiels der Parameter P, T, V und X_{CO_2} zwingend. Als weiterer Parameter kommt noch das Streben nach Potentialausgleich mit der Umgebung hinzu. Dieser Parameter bewirkt gemeinsam mit dem Abfall von P_{Fluid} nach Beendigung einer Reaktion (bis die hohen Temperaturen einen solchen Druckabfall nicht mehr zulassen), die Rückverschiebung des generierten hohen X_{CO_2} zu höheren H_2O -Gehalten, solange die Permeabilität des Gesteins dies zuläßt. Als wichtige Erkenntnis der Volumenbetrachtungen ergibt sich für den Metamorphoseverlauf der beschriebenen Gesteinszusammensetzung eine Abnahme des Festkörpervolumens von 98 auf 86.6 Vol.%, d.h. um fast 12%, und gleichzeitige Versechsfachung des Porenvolumens. Das Molvolumen des Fluids vergrößert sich während dieses Verlaufs aufgrund von veränderten P - T - X_{CO_2} -Bedingungen nur um einen Faktor von etwa 1.5, man hat es mit einer deutlichen Zunahme der Fluidmenge zu tun. Nach dem Metamorphose-Maximum steht ein großes, meist zusammenhängendes Porennetz zur Verfügung.

Die folgende Abb.56 (S.94) zeigt den prograden Metamorphoseverlauf durch ein T - X_{CO_2} -Diagramm, wie er durch die vorhergehenden Berechnungen abgeleitet wurde.

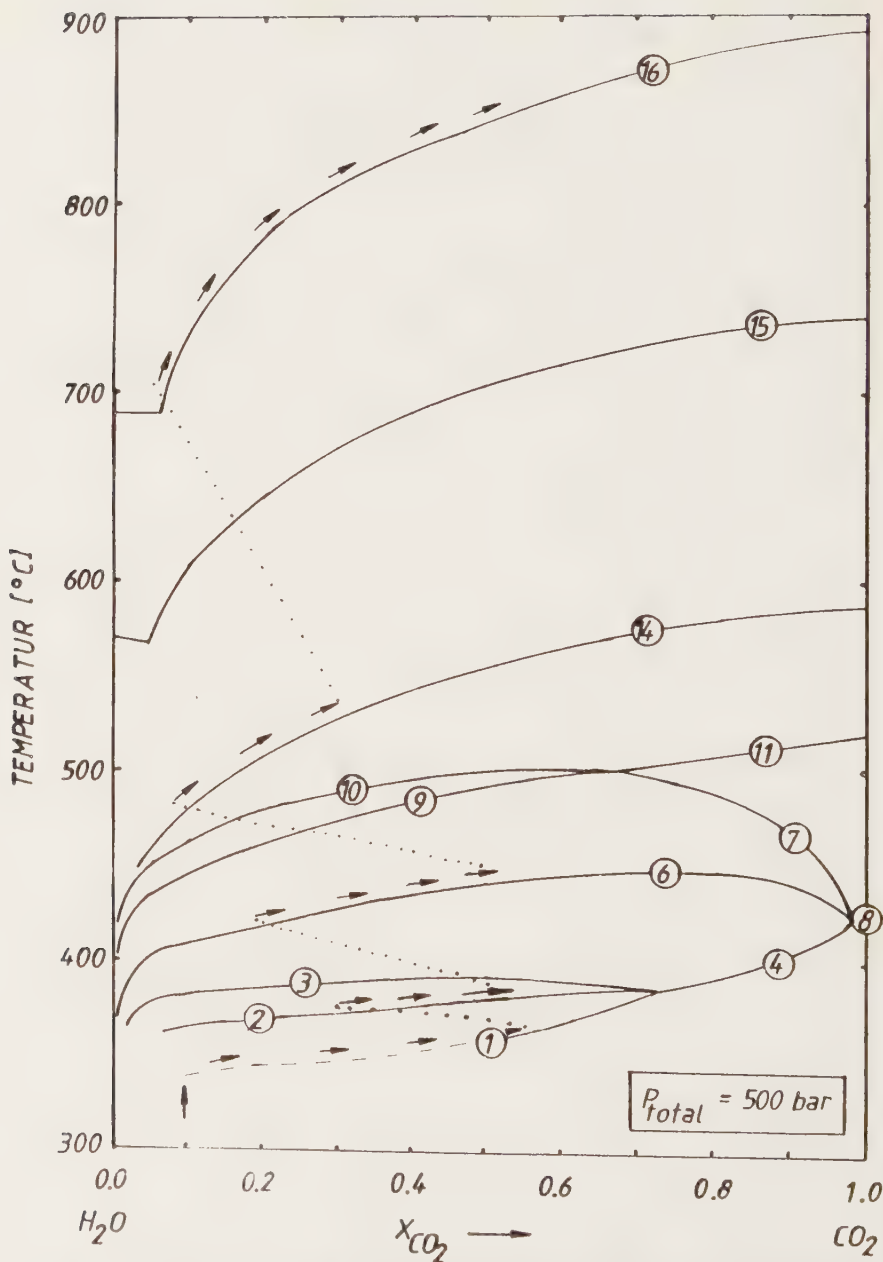


Abb. 56: T-X_{CO2}-Diagramm für $P = 500 \text{ bar}$. Die abgeleitete prograde Fluidentwicklung der kieseligen Karbonatgesteine (S. 86-93) ist eingetragen. Die inner wiederkehrende Verdünnung der fluiden Phase bei Temperaturerhöhung ohne CO₂-Produktion ist gepunktet dargestellt.

Bezeichnung der Reaktionen nach BOTTSCALK & METZ (1984, unveröff.), Reaktionen siehe Abb. 27, S. 47.

3.4.2 Dolomitische Karbonatgesteine

Es wurden zwei unterschiedliche Gesteinsausbildungen ausgewählt, eine, bei der ein Fluidaustausch über Schichtgrenzen und Stylolythen möglich ist (A), und eine, bei der ein Fluidaustausch durch das Fehlen von Wegsamkeiten erschwert wird (B).

Ausgangssituation: 100 cm³ Gestein bestehend aus:

95.0 Vol.% Dolomit	(= 1.480 Mole)
2.0 Vol.% Calcit	(= 0.054 Mole)
0.5 Vol.% Quarz	(= 0.022 Mole)
2.5 Vol.% Poren	(= 0.019 Mole Fluid,
	$X_{CO_2}=0.1$, d.h. 0.017 Mole H ₂ O
	und 0.002 Mole CO ₂)

Es liegen etwa die gleichen Ausgangsbedingungen wie für die kieseligen Karbonatgesteine vor: Die erste Reaktion erfolgt bei etwa 400°C, $P_{fluid} = 250$ bar, $X_{CO_2}=0.1$, das Fluidvolumen für diese Bedingungen beträgt 133 cm³. Das bedeutet einen Anfangswert von 0.019 Mole Fluid in 100 cm³ Gestein. Es wurde ein etwas größerer Porenraum gewählt, da die Dolomite eine porösere Ausbildung aufweisen.

1. Reaktion:

(1)



Da der Quarzgehalt gering ist, läuft diese Reaktion vollständig unter Bedingungen eines geschlossenen Systems ab. Es wird ein Fluid mit einem $X_{CO_2}=1$ generiert und gleichzeitig H₂O verbraucht, es kommt zu einem raschen Anstieg des X_{CO_2} des Fluids. Am Anfang ist eine Unterscheidung der Fluidentwicklung in A, bzw. B noch nicht nötig, da die Permeabilität auch in den schichtigen Gesteinen noch gering ist. Durch den geringen Quarzgehalt kann der Reaktionsumsatz insgesamt betrachtet werden.

Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Quarz	: 0	
Dolomit	: 1.463 Mol = 93.882 cm ³	
Calcit	: 0.071 Mol = 2.622 cm ³	
Talk	: 0.006 Mol = 0.818 cm ³	
Fluid	: 0.030 Mol, 0.017 Mole H ₂ O } X _{CO2} =0.6	
	0.019 Mole CO ₂ }	
V _{Festkörper}	= 97.322 cm ³	
V _{Porenraum}	= 2.678 cm ³	

Durch die Erhöhung des X_{CO2} von 0.1 auf 0.6 steigt das Molvolumen an, die Fluidmenge vergrößert sich auf 0.030 Mol. Dadurch kommt es, analog zu den kieseligen Karbonatgesteinen, zu einer Druckerhöhung auf etwa 500 bar (=Plitho), wobei das FluidvolumenMol bei diesen PTX_{CO2}-Bedingungen 89.277 cm³ beträgt (Abb.5, S.86). Die weitere Diskussion erfolgt für die unterschiedlichen Permeabilitäten in zwei Gruppen (S.95):

A): Die Produktion von CO₂ ist beendet, es kommt zum Fluidaustausch mit der Umgebung, d.h. ein Verdünnungseffekt tritt ein, X_{CO2} sinkt wieder bis auf Werte um 0.1, was dem X_{CO2} der Umgebung entspricht. Der Druck sinkt währenddessen wieder bis auf etwa 350 bar ab, analog dazu auch die Permeabilität. Vor Einsetzen der nächsten Reaktion liegen 0.03 Mol Fluid mit X_{CO2}=0.1, d.h. 0.006 Mol CO₂ und 0.024 Mol H₂O vor.

B): Da keine Schichtgrenzen oder Stylolythen die Möglichkeit eines zusammenhängenden Porennetzes bieten, ist die Permeabilität so gering, daß der Austausch fluider Phase mit der Umgebung nur sehr langsam erfolgt. Bis zum Erreichen der nächsten Mineralreaktion ($\Delta T \sim 30^\circ$) erfolgt lediglich ein leichter Austausch, vielleicht bis X_{CO2}=0.5. Der Fluiddruck kann sich dadurch kaum abbauen, für die nächste Reaktion sind von Anfang an Bedingungen eines nahezu offenen Systems gegeben.

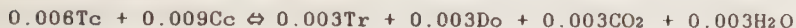
2. Reaktion:

(3)



Da nur sehr wenig Talk für die Reaktion vorhanden ist, kann im System A die Reaktion vollständig unter Bedingungen des geschlossenen Systems ablaufen. Für System B besteht von Anfang an ein offenes System. Bezüglich der Festphasen sind beide Systeme gemeinsam zu behandeln.

Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Dolomit : 1.466 Mol = 94.075 cm³

Calcit : 0.062 Mol = 2.290 cm³

Talk : 0

Tremolit: 0.003 Mol = 0.819 cm³

Vrestkörper = 97.184 cm³

Vporenraum = 2.816 cm³

Fluid:

A): Es liegen 0.038 Mol Fluid vor, d.h. 0.027 Mol H₂O und 0.009 Mol CO₂. Das bedeutet, es liegt ein Fluid mit X_{CO2}=0.25 vor, V_{Mol} = 78.220 cm³, daraus folgt eine Druck-Erhöhung auf etwa 400 bar. P_{eff} ist noch recht hoch, dies bedingt eine niedrige Permeabilität, der Austausch mit der Umgebung erfolgt langsam. Da jedoch in den nächsten 100°C keine Reaktion in der vorliegenden Mineralparagenese erfolgt, und das entstandene X_{CO2} mit 0.25 nicht sehr hoch war, ist die erneute Verdünnung auf X_{CO2}=0.1 wahrscheinlich. Bedingt durch die Temperaturerhöhung auf 500°C vergrößert sich der Druck bei gleichbleibender Fluidmenge auf etwa 500 bar, d.h. für die nächstfolgende Reaktion besteht von Anfang an ein offenes System.

B): Da ein Fluid mit X_{CO2}=0.5 generiert wird, verändert sich das bereits vorhandene X_{CO2}=0.5 nicht. Auch die Fluidmenge bleibt konstant. Da wie unter A bereits erwähnt die nächste Reaktion erst nach einer größeren Temperaturerhöhung

stattfindet, erfolgt auch in diesem massigen Gestein ein leichter Fluidaustausch mit der H₂O-reichen Umgebung, jedoch weniger effektiv, vielleicht bis zu $X_{CO_2}=0.4$. Durch die Vergrößerung von V_{Mol} mit der Temperaturerhöhung muß Fluid aus dem System verdrängt werden. Vor der nächsten Reaktion liegen noch 0.025 Mole Fluid vor, bestehend aus 0.010 Mol CO₂ und 0.015 Mol H₂O.

3. Reaktion:

(9)



Da beide Systeme A,B offen sind, kann die Reaktion wieder insgesamt betrachtet werden. Es wird ein $X_{CO_2}=0.9$ generiert.

Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Dolomit : 1.433 Mol = 91.957

Calcit : 0.101 Mol = 3.730

Tremolit : 0

Forsterit: 0.024 Mol = 1.051

$V_{\text{Festkörper}}$: 96.738 cm³

$V_{\text{Porenraum}}$: 3.262 cm³

Fluid:

A): Bei gleichbleibender Fluidmenge wird ein $X_{CO_2}=0.2$ erreicht, $V_{Mol} = 90.611 \text{ cm}^3$ ($T=500^\circ\text{C}$). Nach Reaktionsende bleibt die Permeabilität vorhanden, es kommt zum Fluidaustausch, zu einer Verdünnung auf $X_{CO_2}=0.1$. Durch das erneut recht große Temperaturintervall von 100°C bis zur nächstfolgenden Reaktion muß Fluid aus dem Porenraum verdrängt werden (wegen der Volumen-Vergrößerung durch Temperatureinfluß, Abb.55, S86). Bei $T=600^\circ\text{C}$, $X_{CO_2} 0.1$ können nur noch 0.028 Mole Fluid im System vorliegen ($V_{Mol} = 118.47 \text{ cm}^3$).

B): Bei ebenfalls gleichbleibender Fluidmenge wird ein $X_{CO_2}=0.6$ erreicht, $V_{H_2O} = 130.480 \text{ cm}^3$. Durch die wachsende Permeabilität des Gesteins ist nach Beendigung der Reaktion eine Verdünnung des Fluids zu erwarten, vielleicht bis auf $X_{CO_2}=0.4$. Auch in diesem System muß Fluid verdrängt werden, bei $T=600^\circ\text{C}$, $X_{CO_2}=0.4$ finden nur noch 0.021 Mole Fluid Platz ($V_{H_2O} = 158.760 \text{ cm}^3$).

4. Reaktion:

(15)



Wenn diese Reaktion vollständig abläuft, und das ist nach Geländebefunden in Monzoni und Predazzo mit Sicherheit der Fall, so kommt es zu einem gewaltigen Reaktionsumsatz und einem riesigen Festkörper-Volumenverlust, verbunden mit massivem Freisetzen von fluider Phase mit einem $X_{CO_2}=1.0$.

Reaktionsumsatz:



Restbilanz:

Dolomit	: 0
Calcit	: 1.534 Mol = 56.657 cm^3
Forsterit	: 0.024 Mol = 1.051 cm^3
Periklas	: 1.433 Mol = 16.118 cm^3
$V_{\text{Festkörper}}$	: 73.826 cm^3
$V_{\text{Porenraum}}$	: 26.174 cm^3

Fluid:

A): Die obere Grenze für die X_{CO_2} -Entwicklung bildet für diese Reaktion die erreichbare Temperatur. In der Dolomitbank SAN in Monzoni verläuft diese Reaktion über einen Geländestreifen von etwa 35m (S.109ff.), was einem maximalen Temperaturintervall von 80°C entspricht. Diesem Temperaturintervall entspricht eine X_{CO_2} -Verschiebung bis auf 0.4. Die riesige Fluidproduktion ist dominant. Es wird zuviel Fluid produziert, als daß das Gestein diese Mengen über die bisher vorhandenen Wegsamkeiten an die Umgebung abgeben kann. Bruchbildung ist wahrscheinlich.

B): Für das massige Riffgestein der Canzoccoli gilt im Prinzip das gleiche wie unter A bereits erläutert. Die fluide Phase hat von vornherein X_{CO_2} -Werte von 0.4, die Reaktionskurve wird daher erst bei deutlich höheren Temperaturen erreicht, wo sie bereits eine flachere Steigung aufweist, sodaß theoretisch X_{CO_2} -Werte von 1.0 erreicht werden könnten. Da aber auch hierbei die generierte Fluidmenge dominant ist, dürfte es durch Bruchbildungen nicht zu derart extremen X_{CO_2} -Werten gekommen sein.

Betrachtung der gesamten Reaktionsfolge

Auch die dolomitischen Karbonatgesteine legen einen Zick-Zack-Weg durch das T- X_{CO_2} -Diagramm zurück, der jedoch weniger ausgeprägt verläuft als bei den kieseligen Karbonatgesteinen. Gründe hierfür sind zum einen die etwas größer gewählte Anfangsporosität, bedeutender jedoch der geringe SiO_2 (Quarz)-Gehalt, sodaß weniger Reaktionen stattfinden (Reaktionen 2 und 6 fehlen) und das jeweilige Reaktionsausmaß geringer ist. Bei der Dolomitbank (Gruppe A), kommt es nach anfänglicher Erreichung von einem $X_{CO_2} = 0.6$ nur noch auf X_{CO_2} -Werte um 0.2 - 0.3. Bei der letzten Reaktion können X_{CO_2} -Werte = 0.4 erreicht werden. Diese höchsttemperierte Reaktion, die Periklasbildung, ist durch einen enormen Festkörper-Volumenverlust gekennzeichnet. Sowohl in der Dolomitbank als auch im Dolomitriff muß es zu einer Aufweitung bzw. Vermehrung der Fluidkanäle und zur Bruchbildung kommen (siehe Abb. 63, 64, S. 107, 108). In den massigen Gesteinen des Dolomitriffs wird das einmal erreichte erhöhte X_{CO_2} im Verlauf der Metamorphose durch mangelnde Möglichkeit des Fluidaustausches kaum verdünnt. Es pendelt zwischen $X_{CO_2} = 0.6$ und 0.4. Die folgende Abb. 57 (S. 101) zeigt beide Gesteine mit ihren spezifischen Wegen durch das T- X_{CO_2} -Diagramm.

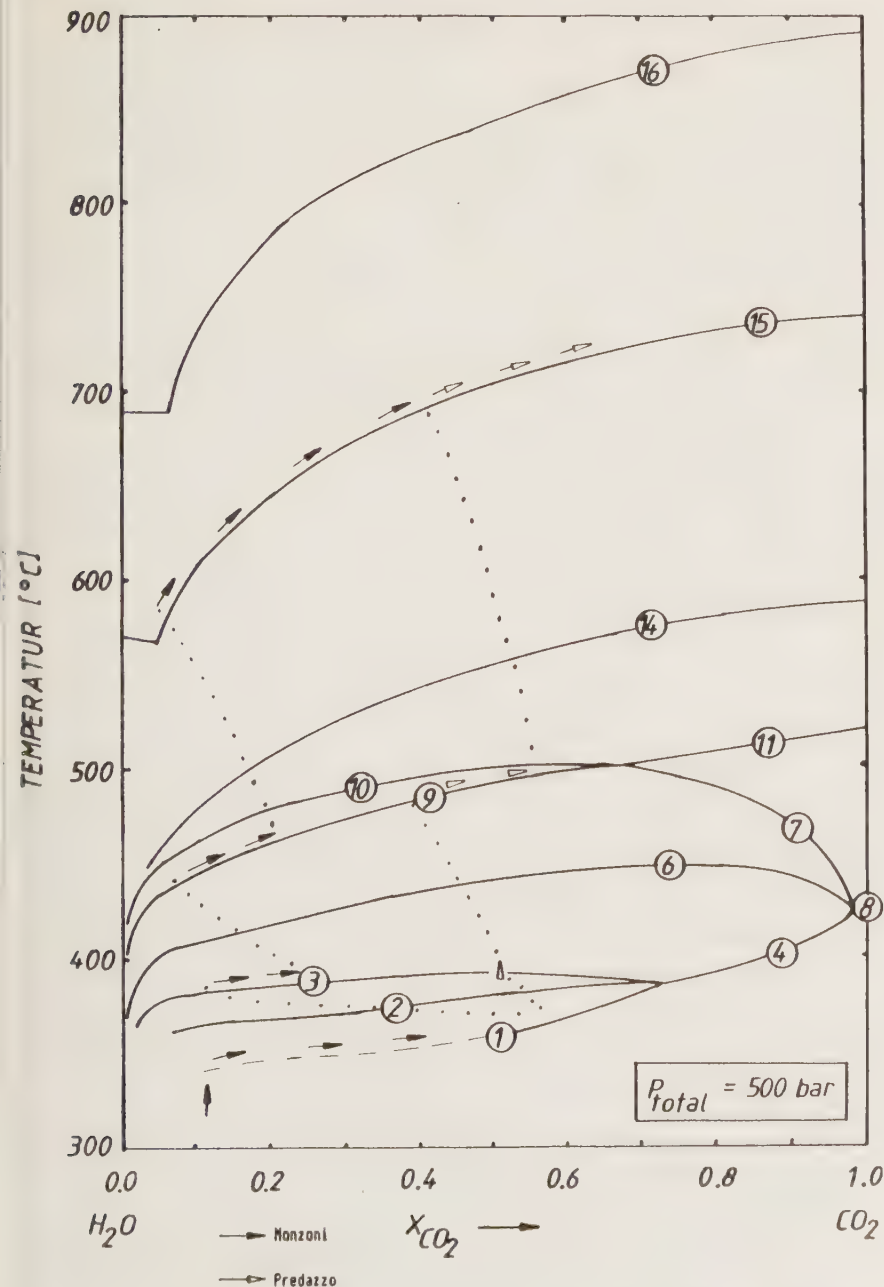


Abb. 57: T- X_{CO_2} -Diagramm für $P = 500 \text{ bar}$. Die abgeleiteten prograden Fluidentwicklungen (S.95-100) der Dolomitbank SAN (Monzoni-Ost) und des Dolomittriffs an der Canzoccoli (Predazzo) sind eingezeichnet. Die inner wiederkehrende Verdünnung der fluiden Phase bei Temperaturerhöhung ohne CO_2 -Produktion ist gepunktet dargestellt. Bezeichnungen der Reaktionen nach GOTTSCALK & METZ (1984, unveröff.), Reaktionen siehe S.47.

3.5 Der Einfluß von gelöstem NaCl im Fluid:

Hat man es nicht mit einer binären Mischung aus H_2O-CO_2 zu tun, sondern mit einer ternären Mischung $NaCl-H_2O-CO_2$, so könnte dies Veränderungen in der Fluidentwicklung mit Temperaturveränderung verursachen.

Molvolumen:

Das Molvolumen einer solchen ternären Mischung liegt durchschnittlich 3% unter dem der binären. Die Konsequenz sind etwas höhere Fluidmengen am Anfang. Da es sich um sehr geringe Differenzen handelt, fallen diese bei der nur annähernd genauen Berechnung nicht ins Gewicht. An dem aufgezeigten Weg durch das isobare T-Xco₂-Diagramm wird sich dadurch nichts ändern.

Mischungslücken:

Nicht berücksichtigt wurde bisher der Solvus zwischen H_2O-CO_2 , der sowohl im binären wie auch im ternären System existiert. Nach BOWERS & HELGESON (1983) liegt der Solvus im binären System (P=500bar) über den ganzen Xco₂-Bereich unterhalb 300°C (Abb.58b, S.103). Die abgeleitete Fluid- und Reaktionsentwicklung wird wegen der durchweg höheren Temperaturen dadurch nicht tangiert. Befinden sich bis zu 6 Gew.% NaCl im System, so ergibt sich eine Komplikation. Der Solvus zwischen H_2O-CO_2 geht maximal bis zu Temperaturen um 400°C, hat analog dem binären System keinen großen Einfluß. Zusätzlich tritt jedoch auch eine Entmischung im ternären Raum auf, die in der T-Xco₂-Darstellung zur Überschneidung mit dem H_2O-CO_2 -Solvus führt (Abb.58c, S.103). Das bedeutet für H_2O -reiche Fluids bis Xco₂=0.3 die Koexistenz eines superkritischen Fluids aus H_2O-CO_2 mit einer NaCl-reichen Lösung. Dieser Solvus verschiebt sich mit Temperatur-Erhöhung zu immer H_2O -reicheren Zusammensetzungen, bei 700°C existiert er nur noch zwischen Xco₂=0.0-0.1 (Abb.58c, S.103). Bei höheren Xco₂-Werten und vor allem bei höheren Temperaturen liegt ein homogenes

Fluid aus allen 3 Komponenten vor. Je mehr NaCl in der fluiden Phase vorliegt, desto mehr erstreckt sich der Solvus zu immer höheren Temperaturen und höheren X_{CO_2} -Werten (Abb. 58c). Bei verdoppelten NaCl-Gehalten von 12 Gew.% reicht der Solvus bei 700°C bis zu X_{CO_2} -Werten = 0.25. In den natürlichen Paragenesen von Monzoni und Predazzo ist der Gehalt an NaCl-Komponente nicht größer als 6 Gew.% anzusetzen, (siehe Gesamtgesteinsanalysen, S. 214/215), sodaß es zu keiner effektiven Veränderung der binär betrachteten Fluid-Entwicklung, z.B. durch Verschiebung der Gleichgewichtstemperaturen kommt.

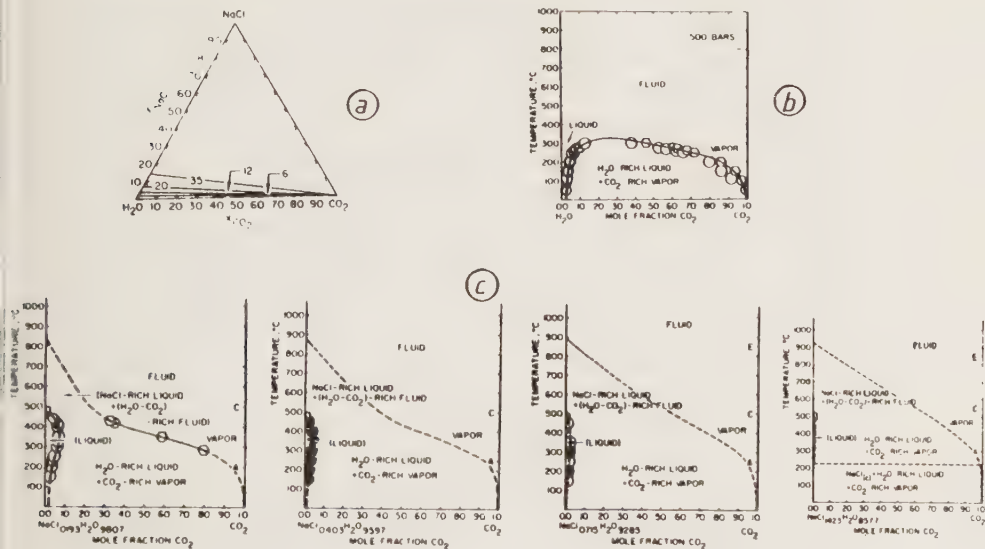


Abb. 58 : a) Isoplethen von w (Gew.% NaCl relativ zu H₂O + CO₂) als Funktion der Molfraktion CO₂ im System H₂O-CO₂-NaCl.

- b) T-X_{CO2}-Diagramm für das binäre System H₂O-CO₂ bei P=500 bar. Die Kreise beruhen auf Gleichgewichtsdaten von TAKENOUCHI und KENNEDY (1964), die Sechsecke auf Löslichkeitsdaten von TÖDTHEIDE und FRANK (1963).

- c) T-X_{CO2}-Diagramme (P=500 bar), mit nach rechts aufsteigenden NaCl-Gehalten von 6, 12, 20 und 35 Gew.% NaCl relativ zu H₂O + CO₂.

Offene Kreise: Experimentelle Daten von TAKENOUCHI und KENNEDY (1965); Geschlossene Kreise: Von BOWERS & HELGESON (1983) interpolierte Daten der gleichen Quelle; Sechsecke: Experimentelle Daten von GEHRIG (1980).

3.6 Diskussion:

Für die Fluidentwicklung bei der Karbonatmetamorphose läßt sich folgender Ablauf konstruieren: Nach einer Temperaturerhöhung wird eine, für die vorliegende Mineralparagenese relevante Gleichgewichtskurve um ein gewisses ΔT überschritten (Reaktionskinetik), bis es zum ersten Reaktionsumsatz kommt. Es wird CO_2 -reiche fluide Phase produziert, die Fluidmenge und das X_{CO_2} der fluiden Phase steigen. Da $P_{\text{fluid}} < P_{\text{litho}}$, ist der effektive Druck groß, daraus folgend ist die Permeabilität des Gestein gering. Das System kann noch nicht mit der Umgebung austauschen, es ist geschlossen. Durch die Fluidproduktion und X_{CO_2} -Steigerung steigt P_{fluid} bis er den Wert von P_{litho} erreicht. Ab dem Punkt ist die Permeabilität genügend groß, sodaß es zu einem steten Austausch der produzierten Fluidmengen mit der Umgebung kommt. Weiterer Reaktionsfortschritt steigert P_{fluid} nicht. Das System ist offen. Durch die Volumenberechnungen hat sich gezeigt, daß man es stets mit sehr geringen Volumina zu tun hat, sodaß es bei einem Fluidzufluß von außen (d.h. bei Reaktionsstillstand) schnell zu einer Verdünnung hoher X_{CO_2} -Werte kommen kann.

Diese kurz skizzierte Fluidentwicklung und die Frage nach dem NaCl-Gehalt sollte durch Untersuchungen von Fluid-Einschlüssen untermauert werden. Leider waren diese Studien nicht erfolgreich, da in den Silikaten wie Melilith, Klinopyroxen und Granat keinerlei Einschlüsse festgestellt werden konnten. Einzig im Calcit, dort jedoch fast ausschließlich auf Spaltrissen, ließen sich Fluid-Einschlüsse feststellen. Alle lagen unter der meßbaren Größe von 30 μm . Bei diesem Sachverhalt waren mikrothermometrische Untersuchungen auf dem Heiztisch ausgeschlossen (laut Beratung mit: Althaus & Walter, Karlsruhe; Trommsdorff & Diamond, Zürich). Zudem ist zu bedenken, daß bei den herrschenden niedrigen Drucken der Kontaktmetamorphose die Dichte des Fluids derart niedrig ist, daß nur eine dünne Haut an den Einschluß-Rändern gebildet wird, d.h. extrem geringer Füllungsgrad vorliegt.

Einen weiteren Hinweis auf X_{Co_2} -Bedingungen könnten **kritische Paragenesen**, wie z.B. die Koexistenz Diopsid-Dolomit oder isobar invariante Paragenesen geben. Die genannte Mineralkoexistenz Di-Do, die bei den herrschenden niedrigen Drucken auf extreme $X_{\text{Co}_2} > 0.9$ beschränkt ist, konnte nicht festgestellt werden, ebensowenig treten isobare Invarianzen auf.

Anhand von **Mikrostrukturen** läßt sich zumindest der stetige Wechsel geschlossenes/offenes System nachvollziehen. Da bei einem geschlossenen System die Permeabilität gering ist - und damit auch zugleich die Diffusion bzw. der Transport der gelösten Komponenten-, erfolgt die Bildung der Produktphasen am Reaktionsort (Lösungsort). Es handelt sich um ein **transportkontrolliertes** Keimen und Wachstum der Produkte. Weiterer Reaktionsfortschritt öffnet das System. Der Transport ist nicht mehr der kontrollierende Faktor, da die Diffusion aufgrund der vergrößerten Permeabilität zugenommen hat. Die Produktphasen keimen überall im Mikrosystem verteilt (Interface-Kontrolle). Man kann also sagen, daß der Übergang vom geschlossenen zum offenen System einen Wechsel im Reaktionsmechanismus hervorruft: Transport-Kontrolle wird durch Interface-Kontrolle abgelöst. Hierbei sollten die niedrigtemperierten Reaktionen bis 500/600°C (Talk, Tremolit, Forsterit) die eindeutigsten Texturen zeigen (Abb. 59, 60, HEUSS-ABBICHLER, 1987), da bei den höhertemperierten Reaktionen Fluid von Anfang an ähnlich Plitho sein kann.

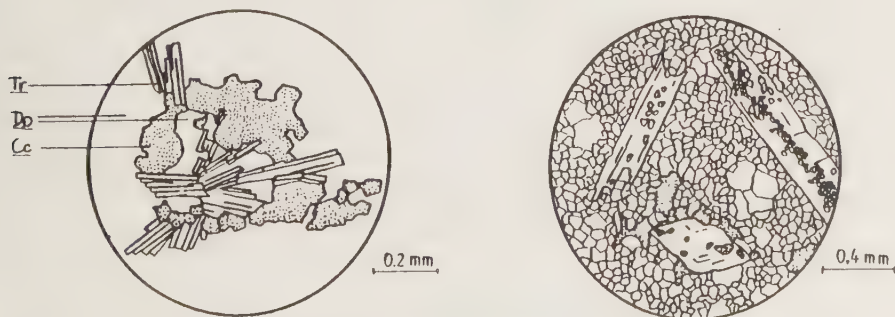


Abb. 59: Mikrostrukturen der Tremolitreaktion (HEUSS-ABBICHLER, 1987):

- | | |
|--|--|
| <p>a) Beginn der Reaktion (Transportkontrolle):
Die Bildung der Produktphasen erfolgt am Lösungsort. Tremolit und Dolomit ersetzen ehemalige Talk-Calcit-Säume (Probe Mca4-B).</p> | <p>b) Reaktionsfortschritt (Interfacekontrolle):
Stengelige bis langprismatische Tremolite sind regellos in der Grundmasse verteilt (Probe HL291).</p> |
|--|--|



Abb. 60: Mikrotexturen der Forsteritreaktion (HEUSS-ABBICHLER, 1987):

a) Beginn der Reaktion (Transportkontrolle):

An Tremolite gebunden bilden Forsterit und Calcit eine Corona-Textur, Forsteritkerne werden von Calcit umhüllt (M519)

b) Reaktionsfortschritt (Interfacekontrolle):

Die Bildung der Produktphasen erfolgt wiederum überall unregelmäßig verteilt im Mikrosystem (Probe M1291)

Es konnte jedoch auch bei Periklas- und Melilithbildung festgestellt werden, daß ein Wechsel von transportkontrolliertem Wachstum an der Isograden zu interfacekontrolliertem Wachstum innerhalb der Zone erfolgt (Abb. 61, 62).

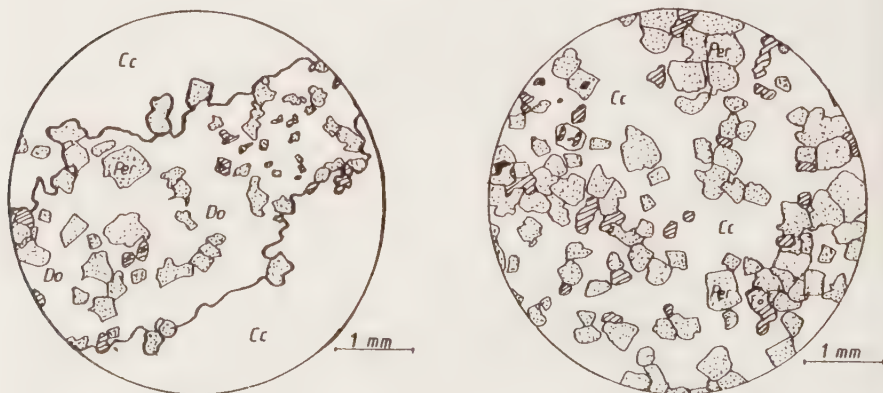


Abb. 61: Mikrotexturen der Periklasreaktion:

a) Beginn der Reaktion (Transportkontrolle):

Die Bildung des Periklas ist an Dolomitkörnern gebunden (Probe 545 C).

b) Reaktionsfortschritt (Interfacekontrolle):

Die Bildungsorte des Periklas sind unregelmäßig im Karbonat verteilt (Probe 545 Y).



Abb. 62: Mikrotexturen der Melilithreaktion:

a) Beginn der Reaktion (Transportkontrolle):

Die Bildung des Melilith erfolgt ausschließlich an Korngrenzen des Calcit, meist gebunden an Klinopyroxene, (Probe 1027).

b) Reaktionsfortschritt (Interfacekontrolle):

Melilith bildet ein zusammenhängendes Pflastergefüge. Calcit füllt nur die Zwischel, Klinopyroxene kommen fast nur noch als Einschlüsse im Melilith vor (Probe 1028-1).

Wie an der Ausbildung der Gesteine nachvollzogen werden konnte, ist die für die Periklasreaktion festgestellte hohe Fluidproduktion gekoppelt mit starker Abnahme des Festkörpervolumens. Ebenso wird der Unterschied verschiedenen permeabler Gesteine deutlich: Vorhandene Kanäle (Schichtgrenzen, Stylolythen) werden durch die produzierten Fluidvolumina aufgeweitet und neue werden geschaffen. Es entsteht ein Haufwerk von Adern, welches mit dem Reaktionsfortschritt vergrößert wird (Abb.63).

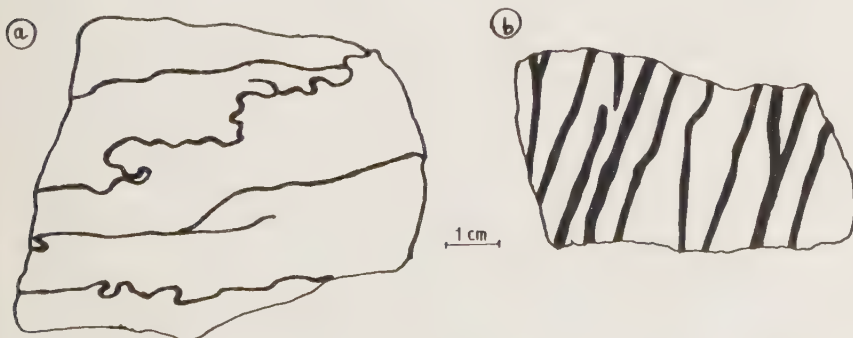


Abb. 63: Progressive Ausbildung von Fluidkanälen (SAN-Bank, Entwicklung A, S.99 ff.):

a) Probe 545 D, Periklas-Isograde, die Reaktion läuft ab.

b) Probe 545 R, Periklas-Zone, die Reaktion ist beendet.

Durch geringe Porositäten vor und während der Reaktion, bilden sich durch den Druck der Fluidvolumen breite Adern, die sich bandartig durch den Marmor winden (Abb.64).

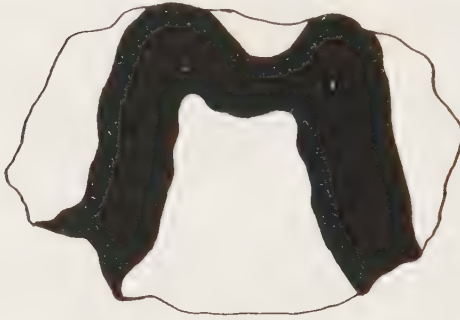


Abb. 64: Fluidkanal in der Probe 1089 des Anis-Riffs der Canzoccoli (Entwicklung B). Die Reaktion ist bereits beendet. Durch das Fehlen von Stylolythen ist es nicht zur Ausbildung von vielen kleinen Kanälen gekommen, sondern ein, durch den Fluiddruck gebildeter Kanal hat sich stark erweitert.

Auch isobar univariante Gleichgewichte können, unter der Voraussetzung der Temperaturkenntnis, zu Aussagen über das X_{CO_2} der koexistierenden fluiden Phase herangezogen werden. Im Folgenden werden zwei Reaktionen untersucht, die beide vereinfachende Voraussetzungen für effiziente Aussagen erfüllen: Die Zahl der auftretenden Phasen ist gering (3 Festphasen + CO_2). Es handelt sich um niedrigvariante Paragenesen (degenerierte Reaktionen) und sie finden bei hohen Metamorphosebedingungen statt (Kornvergrößerung = gute Analysemöglichkeiten). Die erste Reaktion (Periklasbildung) ist im reinen CMS-System beschreibbar und durch Karbonatthermometrie kalibriert. Das Vorkommen der im TX_{CO_2} -Diagramm unvarianten Reaktionsparagenese Calcit - Dolomit - Periklas über ein Temperaturintervall, lässt sich nur durch Fluidkontrolle (X_{CO_2} -Veränderung) erklären und wird daher noch in diesem Kapitel untersucht. Die zweite untersuchte Reaktion (Melilithbildung) führt als weiteren Parameter die Mischkristallbildung und -entwicklung ein, womit ein neues Kapitel begonnen wird (Kap.4., S.112ff.). Dieser Parameter verändert das isobar univariante in ein isobar divariantes Gleichgewicht. Das Mischkristallverhalten mit Temperaturerhöhung ist experimentell ausreichend belegt (WASSERMANN, 1982).

3.7 PERIKLASREAKTION

Die Bildung von Periklas-Calcit (Reaktion siehe S.34) konnte sowohl in Monzoni als auch in Predazzo festgestellt werden, wodurch ein Vergleich beider Gebiete möglich war. Periklas konnte nur in einer Probe (Probe 1127, Canzoccoli) als Relikt festgestellt werden, ansonsten ist die retrograde Umwandlung in Brucit vollständig. Trotzdem läßt sich die räumliche Verteilung dieser Reaktion sehr gut untersuchen, da Periklas pseudomorph von Brucit ersetzt wird (quadratische Umrisse).

In Monzoni läßt sich eine 1m breite gelbliche Karbonatbank (=SAN, MASCH, 1977; siehe auch Abb.23, S.41) lückenhaft bis zum Kontakt verfolgen. Die Ausgangsparagenese vor der Periklasbildung ist Dolomit-Calcit-Forsterit, am Monzonitkontakt liegen Predazzite, d.h. Calcit-Forsterit-Periklas (Brucit)-Paragenesen vor. Die dolomitischen Karbonatgesteine sind von Adern und Stylolythen durchzogen, wodurch der Fluidtransport begünstigt wird (Abb.63, S.107). Die chemische Zusammensetzung der Dolomitmörner ist nahezu reines $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, die FeCO_3 -Komponente beträgt nur 0.1-0.4Mol%. Mit Kontaktannäherung läßt sich keine Änderung der Zusammensetzung feststellen. Die Stabilität der invarianten Paragenese Calcit-Dolomit-Periklas(Brucit) über ein Temperaturintervall ist daher auf X_{CO_2} -Verschiebung durch die Dekarbonatisierungsreaktion zurückzuführen. Das untersuchte Probenmaterial erbrachte folgende Ergebnisse: Die invariante Paragenese Cc-Do-Per(Br) ist über einen Geländestreifen von etwa 35 m stabil. Mittels Calcit/Dolomit-Thermometrie wurde ein maximaler Temperaturwert für die Isograde von 470°-500°C ermittelt, und entsprechend dem Geländestreifen, ein Temperaturintervall von etwa 50°C (S.69ff.). Diesem ΔT entspricht nach der Gleichgewichtskurve (Abb.65, S.111) ein ΔX_{CO_2} von etwa 0.05, wobei ein End- $X_{\text{CO}_2}=0.1$, d.h. sehr geringe Werte, erreicht werden (siehe S.95ff.).

Zum Vergleich wurden in Predazzo, an der Lokalität Canzoccoli, Riffkalke/Dolomite des ANIS untersucht (BOCCHI

& MORANDI, 1972). Es handelt sich um sehr massiges Gestein, ohne erkennbare Fluidkanäle, weder Adern noch Stylolythen. Die Dolomitmörner sind praktisch Fe-frei. Forsterit kommt nur sehr untergeordnet vor. Die Periklasbildung (jetzt ebenfalls als Brucit vorliegend) setzt in Kontaktentfernungen von 70m ein, die Isogradenparagenese liegt über ein Geländeintervall von 30m vor. Karbonatthermometrie an Proben aus 65m Kontaktentfernung ergab Temperaturen um 600°C (Analysen, Kap.6.4, S.213). Mit Kontaktannäherung ergibt sich ein ΔT für die invariante Paragenese von 70°C (600°-680°C). Da die Periklas-Gleichgewichtskurve erst bei derart hohen Temperaturen erreicht wird, müssen die X_{CO_2} -Werte bereits vor Reaktionsbeginn mit $X_{CO_2}=0.15$ bedeutend höher gewesen sein, als in den SAN-Marmoren von Monzoni. Aus dem angenommenen ΔT kann man auf ein $X_{CO_2}=0.45$ am Reaktionsende schließen, d.h. das ΔX_{CO_2} beträgt 0.3.

4 Proben wurden mit dem POINT-COUNTER ausgezählt (jeweils 2000 Punkte). Mit Kontaktannäherung ergab sich folgende Entwicklung:

1090- 1(70m): 48% Do, 42% Cc, 10% Per(Br), Per/Do = 0.2
 1090- 2(67m): 18% Do, 61% Cc, 21% Per(Br), Per/Do = 1.2
 1090- 6(59m): 15% Do, 66% Cc, 19% Per(Br), Per/Do = 1.3
 1090- 8(46m): 11% Do, 75% Cc, 14% Per(Br), Per/Do = 1.4
 1090-10(5m): 0% Do, 61% Cc, 39% Per(Br)

In den unter dem Anis-Riff liegenden Skyth-Marmoren (Campiller Schichten) ist es in geeigneten Ausgangslagen ebenfalls zur Periklasbildung gekommen. In diesen Gesteinen ist der Forsteritgehalt bedeutend höher als in den Anis-Marmoren, die Periklasbildung erfolgt bei niedrigeren Temperaturen, was nur auf niedrigerem X_{CO_2} beruhen kann. Diese Marmore wechsellagern mit Mergeln, sie sind nicht massig und weisen Aderbildungen auf (= Fluidkanäle zur Abfuhr von generiertem CO_2 , sodaß es nie zum Aufbau von sehr hohen X_{CO_2} -Werten kommen kann).

Texturunterschiede sind die einzige Erklärung für den bedeutenden Unterschied in der Kontaktentfernung der

Periklas-Isograden in Monzoni (250m) und Predazzo (70m). Die Stabilisierung über ein Gelände- und damit Temperaturintervall kann nur mit dem Einfluß der fluiden Phase erklärt werden, da bei dieser Reaktion keine Mischkristallbildung vorliegt (S.109).

Die theoretisch entwickelten Unterschiede im X_{CO_2} für verschiedene Gesteinstexturen (S.95ff.) lassen sich in geeignetem Probenmaterial eindeutig nachweisen.

Die T- X_{CO_2} -Entwicklung für die Periklasreaktion in beiden Gebieten ergibt folgende Darstellung (Abb.65):

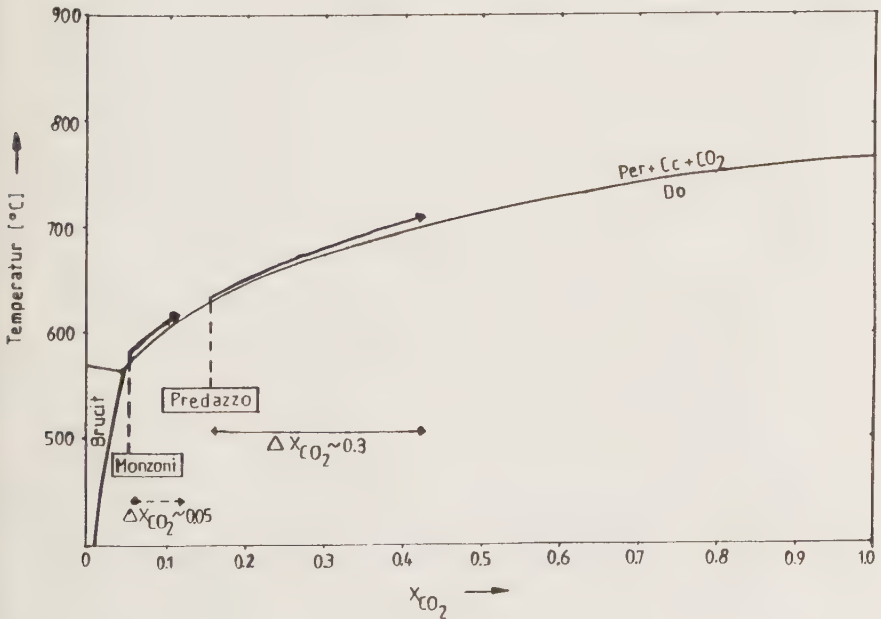


Abb.65: Isobares (500 bar) T- X_{CO_2} -Diagramm für die Entwicklung der Proben mit Periklasbildung. In Monzoni-Ost beginnt die Periklasbildung bereits bei Temperaturen unter 600°C, es kommt zu einer minimalen X_{CO_2} -Verschiebung von 0.05. An der Canzoccoli erfolgt die Periklasbildung erst bei höheren Temperaturen > 600°C, es werden hohe X_{CO_2} -Werte um 0.45 erreicht.

4. MISCHKRISTALLENTWICKLUNG:

4.1 MELILITH

4.1.1 Mischkristallbildung, Kationensubstitutionen

Melilithe (griechisch meli-lithos = Honigstein) sind Mischkristalle aus den hypothetischen Endgliedern:

Akermanit	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$
Ferroakermanit	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$
Gehlenit	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$
Ferrigehlenit	$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$
Sodamelilith	$\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$

Nach Strukturbestimmungen verschiedener Autoren (WARREN, 1930; RAAZ, 1930; SMITH, 1953; KORZAK & RAAZ, 1967; LOUISNATHAN, 1970, 1971) besitzen Melilithe die Raumgruppe $P4_2/m$. $(\text{SiO}_4)^{4-}$, $(\text{AlO}_4)^{5-}$ und $(\text{MgO}_4)^{6-}$ -Tetraeder sind schichtartig $//(001)$ angeordnet. Je zwei äquivalente (SiO_4) -Tetraeder bilden eine (Si_2O_7) -Gruppe. Ca^{2+} ist 8-fach koordiniert, das Koordinationspolyeder stark verzerrt. Die Strukturformel für Akermanit-Gehlenit Mischkristalle lautet nach WALDBAUM & WOODHEAD (1975):



Die häufigsten Kationensubstitutionen sind:

Akermanit-Gehlenit: $\text{MgSi} / \text{AlAl}$

Gehlenit-Sodamelilith: $\text{CaAl} / \text{NaSi}$

Akermanit-Sodamelilith: $\text{CaMg} / \text{NaAl}$

Hierbei überwiegt die erstere. Unter einer reinen H_2O -Gasphase bilden Akermanit und Gehlenit eine lückenlose Mischreihe (EDGAR, 1965; THIELKE, 1978; WASSERMANN, 1982). CHRISTIE (1961) ermittelte für die Substitution CaAl/NaSi eine obere Grenze von 15%. Für die untersuchten, thermometamorph gebildeten Melilith-Mischkristalle von Monzoni und Predazzo, sind Ferroakermanit- und Ferrigehlenit-Substitution durch sehr niedrigen bis fehlenden Eisengehalt ohne Bedeutung (Analysen, S.175ff.).

Die Melilith-Mischkristallentwicklung ist daher im Konzentrationsdreieck Akermanit-Gehlenit-Sodamelilith zu untersuchen (siehe S.117ff.). Die Synthese von Gehlenit und gehlenitreichen Melilithen ist, wie bei den meisten Mineralen mit Al/Si im Tetraeder, sehr stark von Ordnungs/Unordnungsphänomenen geprägt. Einerseits erschwert dies die Auswertung und vergleichende Betrachtung von experimentellen Ergebnissen, andererseits werden thermometrische Aussagen möglich. Da bei Temperaturerhöhung die Al/Si-Unordnung zunimmt, müssen sich auch die Gitterkonstanten a und c verändern, deren Größe von den die Tetraeder T₁ und T₂ besetzenden Kationen abhängt. Das c/a-Verhältnis nimmt von 0.66 (Gehlenit) auf 0.64 (Akermanit) ab (WALDBAUM & WOODHEAD (1974, 1975); HUCKENHOLZ (1977); CHARLU et al. (1981); WASSERMANN (1982)). Für Akermanit und akermanitreiche Melilithe ist dieses Phänomen nicht prägnant, da die Mg- und Si-Atome nahezu geordnet die T₁- und T₂-Tetraeder besetzen. Der Grund hierfür liegt in der sehr unterschiedlichen Größe der Tetraeder (Ionenradius Mg >> Ionenradius Si).

4.1.2 Bildungsbedingungen

Betrachtet man die unteren Stabilitäten der beiden Melilith-Endglieder Akermanit und Gehlenit, so ergibt sich das in Abb.66 (S.114)folgende isobare T-Xco₂-Diagramm. Bei den für Monzoni und Predazzo relevanten, maximalen Druckbedingungen von P = 500 bar, beginnt die Gehlenitstabilität für Xco₂ = 0 bei T = 580°C (Reaktion ③ Abb.66). Mit zunehmendem Xco₂ verschiebt sich die Bildungstemperatur zu höheren Werten (Reaktionen ④ ⑤ Abb.66), für Xco₂ = 0.5 ergibt sich eine Bildungstemperatur von 770°C (Kombination aus themodynamischen Gleichgewichtsberechnungen und Extrapolationen der experimentellen Daten für 3 Kb von WASSERMANN (1982), FEHR (1985) und 1 Kb von SEIBERL (1986)). Die untere Stabilitätskurve von Gehlenit ist im T-Xco₂-Diagramm (Abb.66) gestrichelt dargestellt. Akermanit bildet sich bei reiner H₂O-Gasphase bei einer Temperatur von 650°C (Reaktion ① Abb.66). Die Bildungstemperatur

verschiebt sich mit zunehmendem X_{CO_2} etwa parallel den Gehlenitreaktionen 4 und 5 zu höheren Temperaturen (Reaktion 2, Abb.66). Bei einem $X_{CO_2} = 0.5$ werden Temperaturen von knapp $840^{\circ}C$ erreicht (im Rahmen dieser Arbeit experimentell für 0.5 Kb untersucht, Kap.6.3.4, S.173). Die untere Stabilitätskurve von Akermanit ist im T- X_{CO_2} -Diagramm mit einer durchgezogenen Linie dargestellt. Die Mg-Komponente stabilisiert den Melilithmischkristall zu höheren Temperaturen. Für eine kontinuierlich ablaufende Mischkristallentwicklung entlang eines Temperaturgradienten ist eine prograde Entwicklung von gehlenitbetonten zu akermanitbetonten Melilithen zu erwarten.

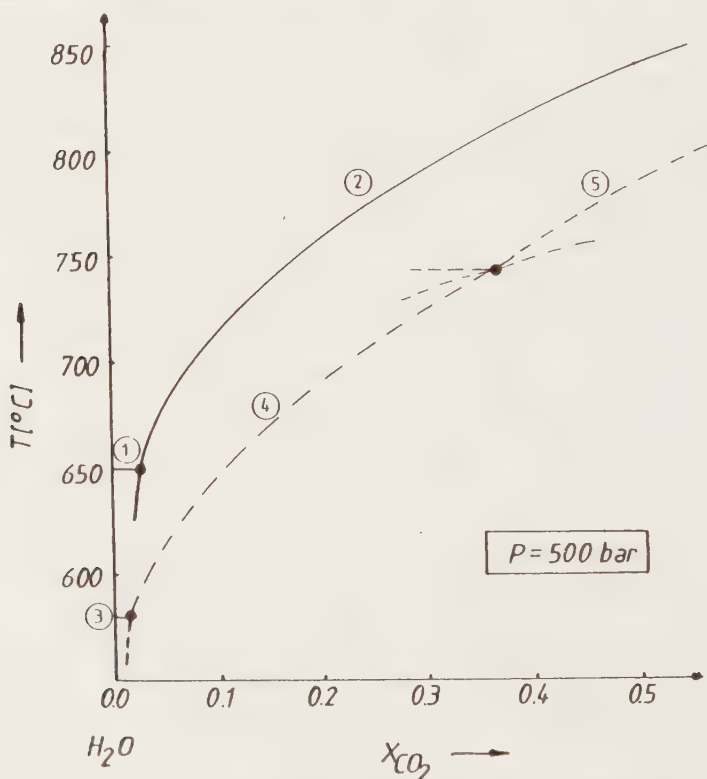


Abb. 66: T- X_{CO_2} -Diagramm bei P=500 bar, mit den Bildungsreaktionen von Akermanit ((1),(2)) und Gehlenit ((3),(4),(5)). Zur Reaktionsbestimmung siehe Beschreibung im Text (S.113, 114).

	X_{CO_2} -Bereich
Akermanit: (1) $Wo + Mtc \rightleftharpoons Ak$	< 0.02
(2) $Di + Cc \rightleftharpoons Ak + CO_2$	> 0.02
Gehlenit: (3) $Bicch \rightleftharpoons Gehl + H_2O$	< 0.01
(4) $Bro + 2Cor + 3Cc \rightleftharpoons 3Gehl + 3CO_2$	0.01-0.07
(5) $An + Cor + 3Cc \rightleftharpoons 2Gehl + 3CO_2$	> 0.37

T-X_{AK}-Schnitte bei verschiedenen X_{CO₂}-Werten sollen die Phasenbeziehungen im System CaO-SiO₂-MgO-Al₂O₃-CO₂-H₂O veranschaulichen (Abb. 67).

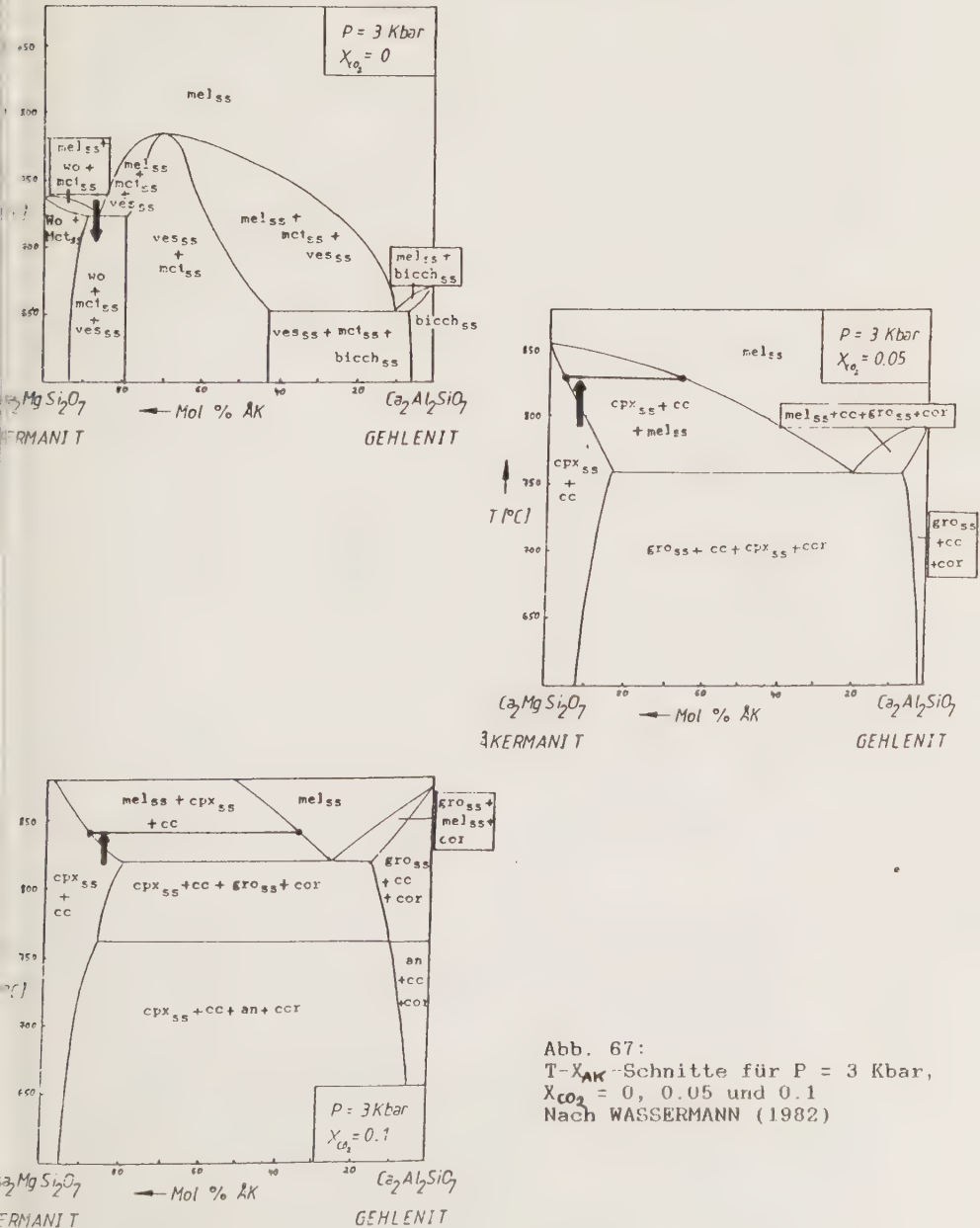


Abb. 67:
T-X_{AK}-Schnitte für P = 3 Kbar,
X_{CO₂} = 0, 0.05 und 0.1
Nach WASSERMANN (1982)

4.1.3 Prograde Melilith-Mischkristallentwicklung

Melilith bildet sich in der thermometamorphen Aureole des Monzoni-Intrusivs in Kontaktentfernungen von 30-40m (siehe Abb.25,26, S.44,45) d.h. bei einer Temperatur um 700°C (MASCH, 1977), als Reaktionsprodukt der instabil werdenden Paragenese Cc-Cpx. Mineralanalysen ergaben neben einer beträchtlichen Gehlenitkomponente (durchschnittlich Gehl₃₀), zusätzlich stets eine Sodamelilithkomponente bis Sodamel₁₄ (siehe Abb.69a-d, S.117-119), sodaß die Bildungsreaktion sehr komplex wird. Cpx_{ss} weist keinerlei Na⁺-Gehalte auf, es muß während der Reaktion in der fluiden Phase gelöst vorliegen. Die im Cpx_{ss} stets auftretenden TiO₂- und Fe₂O₃/FeO-Gehalte werden vom Melilith nicht übernommen (Analysen, S.175ff.). Neben Melilith konnte Rutilbildung beobachtet werden (Abb.68).

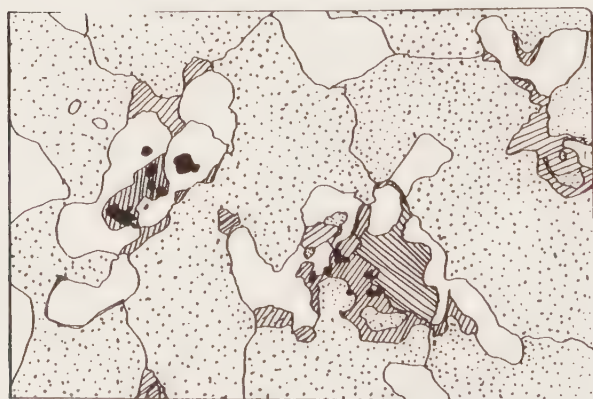


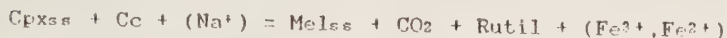
Abb.68:

Rutilbildung in Melilith, Probe 100

□ Cpx ▨ MEL ▤ Cc ▧ RUTIL 0.2 mm

Die überschüssigen Fe^{2+/3+}-Gehalte gehen wahrscheinlich in die Erzphasen, die akzessorisch in jeder Probe vorhanden sind. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Sulfide: Pyrit und Magnetkies (Analysen, S.201). Die isobar univariante Paragenese Cc-Cpx-Mel ist über ein Temperatur-Intervall stabil, es handelt sich um eine kontinuierliche Reaktion, bei der die Endgliederreaktion $Cc + Di \rightleftharpoons Ak + CO_2$ (Reaktion 16) mit der Austauschreaktion $Cpx_1 + Mel_1 \rightleftharpoons Cpx_2 + Mel_2$

gekoppelt ist. Somit ist folgende Reaktion zu formulieren:



Die chemische Zusammensetzung der Melilithe lässt sich vollständig im Dreiecksdiagramm Akermanit-Gehlenit-Sodamelilith beschreiben. In den folgenden Konzentrationsdreiecken (Abb. 69a-d) wurden der Übersichtlichkeit halber nur jeweils 3 Proben dargestellt, getrennt in Kern- und Randbereiche, um auftretende Zonierungen zu verdeutlichen. Der Übersichtlichkeit halber wurden die einzelnen Meßpunkte weggelassen, meist handelt es sich um Messungen an benachbarten Körnern. Bei der kontaktfernstesten Probe (390-13) zeigt sich eine sehr deutliche Zonierung in Al-reichere Kerne und Mg-reichere Randbereiche, bei den kontaktnächsten Proben (1014-3, 1015-3, 1019-3) sind die Melilithe praktisch unzoniert. Das Problem der Zonierungen wird im Kap. 4.3.4, S. 142ff.) gesondert untersucht. Insgesamt lassen sich die Melilithe in 2 Gruppen aufteilen, Na⁺-reiche (bis zu 2.5 Gew.% in Probe 1018-4) und Na⁺-arme (<1 Gew.% in Probe 390-12). Bei beiden Gruppen ist eine Verschiebung zu Mg-reicherer Zusammensetzung mit zunehmender Kontaktnähe zu erkennen.

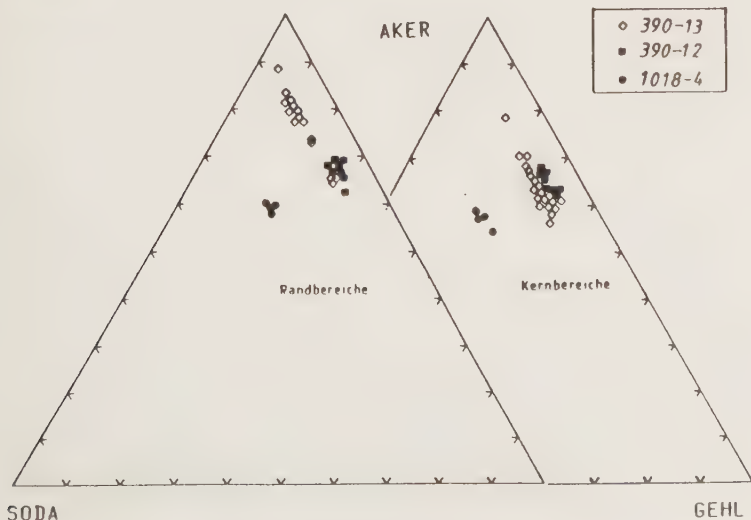


Abb. 69a) Konzentrationsdreieck Akermanit-Gehlenit-Sodamelilith. Melilithe der Proben 390-13 (28m K.E.), 390-12 (24m K.E.) und 1018-4 (22m K.E.) sind getrennt in Kern- und Randbereiche dargestellt.



Abb. 69:b) Konzentrationsdreieck Akermanit-Gehlenit-Sodamelilith. Melilithe der Proben 1018-1 (20m K.E.), 1028-4 (18m K.E.) und 664a (17m K.E.) sind getrennt in Kern- und Randbereiche dargestellt.

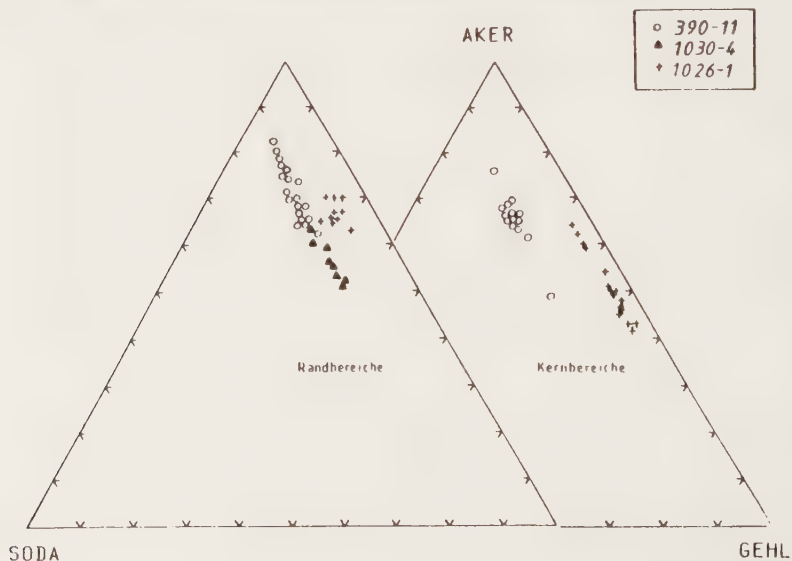


Abb. 69:c) Konzentrationsdreieck Akermanit-Gehlenit-Sodamelilith. Melilithe der Proben 390-11 (15m K.E.), 1030-4 (13m K.E.) und 1026-1 (10m K.E.) sind getrennt in Kern- und Randbereiche dargestellt.

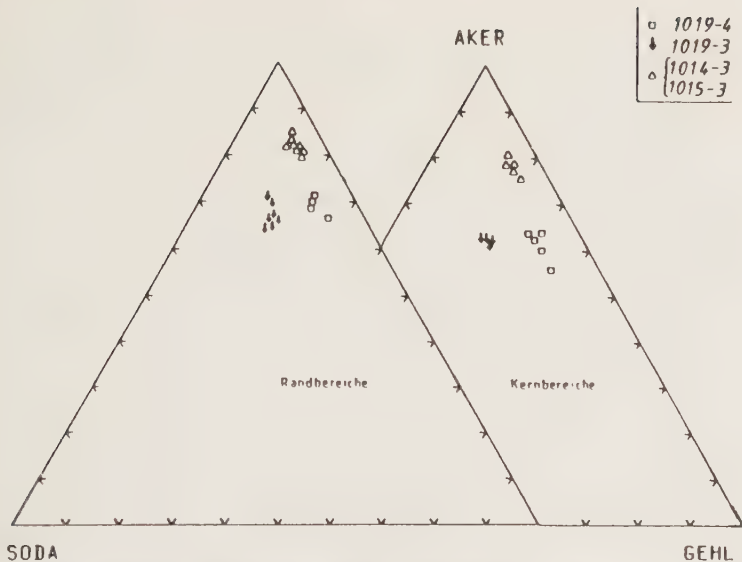


Abb. 69:d) Konzentrationsdreieck Akermanit-Gehlenit-Sodamelilith. Melilithe der Proben 1019-4 (80 K.E.), 1019-3 (50 K.E.), 1014-3 und 1015-3 (beide am Kontakt) sind getrennt in Kern- und Randbereiche dargestellt.

Um die Analysen der verschiedenen Proben im direkten Vergleich zu sehen, wurde ein Histogramm des $X_{Mg} = Mg/Mg+Al$ gegen die Kontaktentfernung (bzw. die Temperatur) gewählt (Abb. 70, S. 120). Hierbei werden nur die Proben berücksichtigt, die die Koexistenz von Melilith/Klinopyroxen aufweisen (d.h. Proben 1026-1 und 1030-9 werden nicht aufgeführt). In dieser Darstellung erkennt man mit zunehmender Temperatur eine Verschiebung des X_{Mg} zu höheren Werten (etwa 0.5 bei 390-13, 0.7 bei 1014-3), die in etwa einer Verschiebung des X_{Mg} des Gesamtchemismus entspricht (siehe Kap. 2.1, S. 20, ⊕ in Abb. 70, S. 120, Analysen, S. 214/215), wobei das X_{Mg} des Gesamtgesteins grundsätzlich höher als das des Meliliths ist. Dieser große Mischkristallbereich (Ak_{60} bis Ak_{90} , Analysen, S. 175ff.) und die extremen Akermanitgehalte der Melilithe sind nicht mit dem unterschiedlichen Gesteinschemismus zu begründen, d.h. mit Temperaturerhöhung ist es zu einer Mischkristallveränderung zu höheren X_{Mg} gekommen.

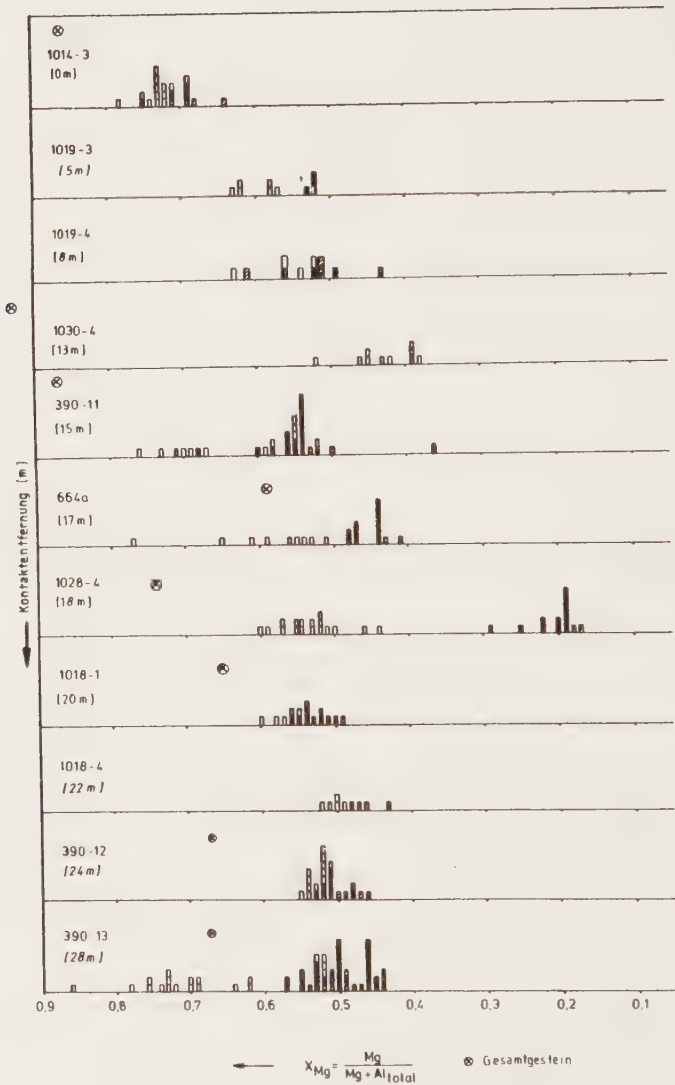


Abb. 70: Histogramm des X_{Mg} im Melilith, aufgetragen gegen die Kontaktentfernung (nicht maßstabsgetreu, Angabe der Kontaktentfernungen in Klammern unter jeder Probennummer). Jedes Kästchen entspricht einer Punktanalyse. Analysen in Kernbereichen sind schraffiert dargestellt. Zum Vergleich wurde bei jeder Probe mit einem Kreis (mit Kreuz) das zugehörige X_{Mg} des Gesamtgesteins eingetragen.

Diese Mischkristallveränderungen werden unter dem Aspekt der Koexistenz mit Cpx-Mischkristallen im Kapitel 4.3, (S.130ff.) diskutiert.

Die extrem hohen Gehlenitgehalte der Proben 1028-4 und 1026-1 sind Besonderheiten. Bei Probe 1028-4 handelt es sich um Reaktionsränder um Spinelle, innerhalb eines "normalen" Melilithkorns oder im Calcit (Abb.71).

Es handelt sich offensichtlich um eine lokal ablaufende Reaktion zwischen Melilith und Spinell. In Probe 1026-1 treten die gehlenitreichen Melilithe nur im Kern von Granditen auf, in Koexistenz mit Wollastonit und Calcit (Abb.72, S.122). Hierfür kommt die Reaktion zwischen Calcit und Grandit unter Bildung von Wollastonit und Melilith in Frage. Beide Vorkommen sind für die Betrachtung der Koexistenz Cpx/Mel zu vernachlässigen.

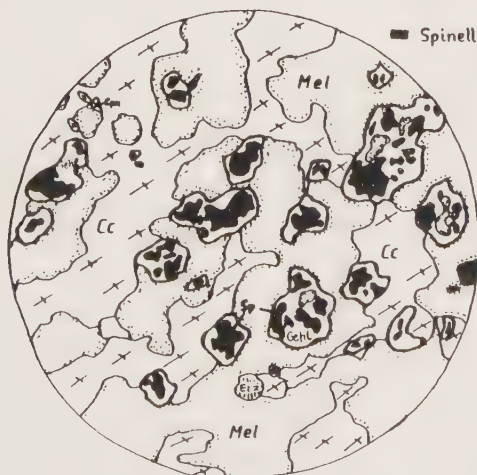


Abb. 71: Probe 1028-4, Reaktionsränder von gehlenitreichen Melilith (blau-gelbe Interferenzfarben) um grüne Spinellkörner. Zugehöriges Im_0 siehe Abb.70, S.120, Werte um 0.2.

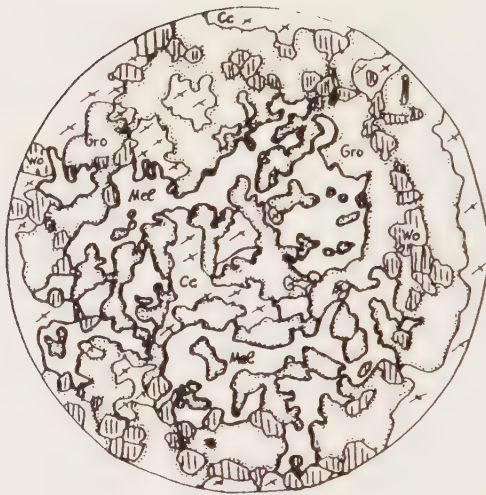


Abb. 7: Probe 1026-1, gehlenitreicher Melilit
innerhalb eines Granatkorns, in
Koexistenz mit Wollastonit und Calcit,
(siehe Dreiecksplot, Abb. 69b, S. 118).

4.2 KLINOPYROXEN

4.2.1 Mischkristallbildung, Kationensubstitutionen

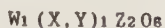
Bei den untersuchten, kontaktmetamorph gebildeten Klinopyroxenen handelt es sich um Fassaite (siehe S. 23 und Analysen S. 186ff.). Die hypothetischen Endglieder für diese Pyroxen-Mischkristalle lauten:

Diopsid	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
Hedenbergit	$\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$
CaTS	$\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$
FeTS	$\text{CaFe}^{3+}_2\text{SiO}_6$
Titan-CaTS	$\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$

Im Diopsid-Endglied sind $(\text{SiO}_3)_n$ -Ketten durch Ca- und Mg-Ionen miteinander verbunden. Die oktaedrisch koordinierten Mg-Ionen besetzen die M₁-Position, die größeren Ca-Ionen, ebenfalls 8-fach koordiniert, die M₂-Positionen.

Die Diopsidstruktur, C2/c, wurde auch für Fassait (PEACOR, 1967) und CaTS (OKAMURA et al., 1974) bestimmt.

Die allgemeine Strukturformel lautet:



wobei W = Ca

Y = Fe³⁺, Al, Ti⁴⁺

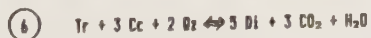
X = Mg, (Fe²⁺)

Z = Si, Al, Fe³⁺, Ti⁴⁺

Die bereits vom Melilith bekannte Austauschreaktion MgSi = AlAl muß für Fassait erweitert werden zu (Mg,Fe²⁺)Si = (Al,Fe³⁺)Al (DEER, HOWIE, ZUSSMANN, 1963). HIJIKATA & ONUMA (1969) ermittelten entlang der Konode CaMgSi₂O₆ - CaFe³⁺AlSiO₆ bei P=1 atm lückenlose Mischbarkeit. Bei den gleichen Druckbedingungen zeigen FeTS/CaTS - Mischkristalle ebenfalls Mischbarkeit, wenn auch begrenzt (HUCKENHOLZ et al., 1974). Da ausreichend kalibrierte Daten über den Einfluß von Ti-CaTS fehlen, werden die Fassait-Mischkristalle näherungsweise im Konzentrationsdreieck Diopsid-FeTS-CaTS untersucht.

4.2.2 Bildungsbedingungen

Die Bildung des Mg-Endgliedes Diopsid erfolgt bei P=500 bar über den gesamten Xco₂-Bereich flach gekrümmt unterhalb der 450°C-Temperaturmarke (⑥), das hypothetische Al-Endglied CaTS wird erst ab sehr hohen Temperaturen von 1150°C und Drucken von 11 kbar stabil. Temperaturerhöhung begünstigt den Einbau von FeTS und CaTS im Cpx-Mischkristall (LEISTNER, 1976). Die Stabilitäten der Mischungsendglieder spiegeln im Vergleich zu den Meliliten ein umgekehrtes Bild wieder.



Aus der Zusammensetzung der in Predazzo/Monconi gebildeten Klinopyroxen- und Tremolitmischkristalle (Kap.2, S.20ff., Analysen, S.186ff.) läßt sich folgende leicht abgewandelte Reaktion aufstellen:



Für diese hypothetische Reaktion liegen keine thermodynamischen Daten vor, ihre Lage bezüglich der T-Xco₂-Bedingungen, kann daher nicht angegeben werden (mangelnde thermodynamische Daten von Mischkristallen).

Aus der räumlichen Verbreitung der Cpxss-Tremss-Paare über ein Gelände- und damit Temperatur-Intervall, und der festgestellten chemischen Entwicklung der Mischkristalle (S.22/23), läßt unter Mischkristallberücksichtigung eine Verschiebung der Reaktion (6) zu höheren Temperaturen vermuten (siehe S.46, Reaktion (6a)).

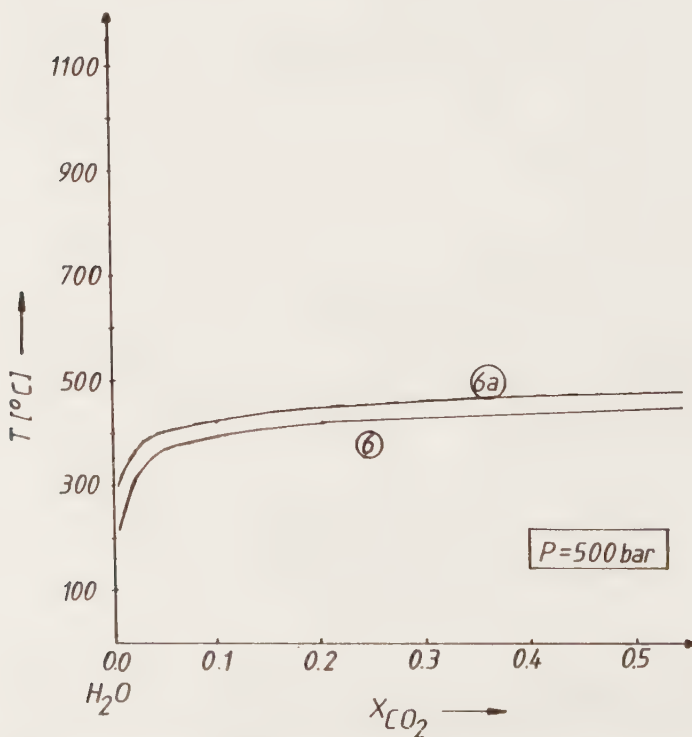


Abb.73: Isobares (500bar) T-Xco₂-Diagramm mit Bildungsreaktionen des Klinopyroxen bis x_{co2}=0.5

Die Lage der Reaktionen für P=500bar wurde thermodynamisch berechnet.



4.2.3 Prograde Mischkristallentwicklung:

Die vollständige prograde Bildungsreaktion von Klinopyroxen läßt sich nur mühsam feststellen, da die Korngrößen in diesen Kontaktentfernungen (400m) relativ klein sind. Es konnte jedoch in einer Probe vom Allochetgrat (1075b, Monzoni-Ost, 350m K.E.) die Paragenese $\text{Cc-Trem}_{\text{ss}}\text{-Cpx}_{\text{ss}}$ festgestellt werden. Diese Cpx_{ss} ergaben jedoch einen für diese Gesteine ungewöhnlichen Chemismus von $\text{Di}_{\text{ss}}\text{Hed}_{\text{ss}}\text{CaTS}_{\text{ss}}\text{FeTS}_{\text{ss}}$ (die Karbonatgesteine von Monzoni sind im allgemeinen nicht sehr FeO-reich, Werte um 1-2 Gew% sind normal). Mineralanalysen der Tremolitmischkristalle ergaben hohe Pargasit- und Edenitkomponenten (Kap.2, S.23), sodaß neben Cpx_{ss} noch Spinell gebildet wird (Reaktion (6) bzw. (6a), siehe vorige Seite). Na^+ -Gehalte der Tremolits werden nicht vom Cpx_{ss} eingebaut, sie gehen teilweise in Lösung, teils kommt es zur Bildung von Na-Škapolith. Mikroskopisch läßt sich die gleichzeitige Bildung von Klinopyroxen und Spinell nicht nachweisen. In Röntgendiffraktometeraufnahmen ist die Bildung von Spinell wahrscheinlich, jedoch nicht einwandfrei nachzuweisen. Dies dürfte an der sehr geringen Menge ($\text{Cpx}:\text{Sp} = 10:0.5$, siehe Reaktion (6a), S.124) und den winzigen Korngrößen liegen. Da jedoch im Verlauf der fortschreitenden Metamorphose in den entsprechenden Chemismen keine weitere Spinellbildungsreaktion festgestellt werden konnte, die Koexistenz Cpx -Spinell aber vor der Melilithbildung vorhanden ist (Probe 390-20, Toal da Masson, 50m K.E.), ist die gleichzeitige Bildung von Cpx_{ss} und Sp_{ss} (Chemismus siehe S.23ff., Analysen S.186ff.) anzunehmen. Die Klinopyroxene dieser Probe 390-20 fallen wegen ihrer ungewöhnlichen langprismatischen Ausbildung auf. Es liegt keine strenge Zonierung in Kern- und Randbereiche vor, die Al-Gehalte (max. 5 Gew.% Al_2O_3) variieren jedoch von $X_{\text{Mg}} = 0.76-0.93$. Ihr Ti^{4+} -Gehalt ist gering, sie weisen keinerlei $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Komponenten auf. Jenseits der Melilith-Isograden (390-13, 28m K.E.) entwickeln sich die Klinopyroxene mit zunehmender Kontaktnähe, d.h. während ihrer Abbaureaktion, von X_{Mg} -Werten um 0.5 bis auf 0.75 am direkten Kontakt zum

Intrusiv (Abb.75, S.129). Hierbei sind bei jeder Probe Kern- und Randbereiche zu unterscheiden (Abb.74a-d, S.126ff., Analysen, S.186ff.). Cpx_{ss}-Randbereiche weisen grundsätzlich höhere Mg-Gehalte auf als die Kernbereiche, entsprechend der zu fordernden prograden Temperaturentwicklung der Cpx_{ss} in Koexistenz mit Melilith (S.114). Berücksichtigt man die FeTS-Komponente, so ist ebenfalls eine deutliche Abnahme mit Kontaktannäherung festzustellen (FeTS₂₇ - FeTS₁₀). Es handelt sich daher um den Austausch $MgSi = Fe^{3+} + Al$. Ob die Fe^{3+} -Komponente einen Einfluß auf die Koexistenz mit Melilith haben kann, wird im Kap.4.3 kurz diskutiert. Alle Proben werden in den folgenden Dreiecksdiagrammen Diopsid-CaTS-FeTS dargestellt. Wie bei den Melilithen sind jeweils 3 Proben dargestellt, getrennt in Kern- und Randbereiche (Abb.74a-d, S.126ff.). Die Probennummerierungen wurden der Übersichtlichkeit halber weggelassen, es handelt sich wie beim Melilith meist um benachbarte Körner. Die festgestellten Zonierungen sind weniger deutlich ausgeprägt als die der Melilithe (= Mineralneubildung).

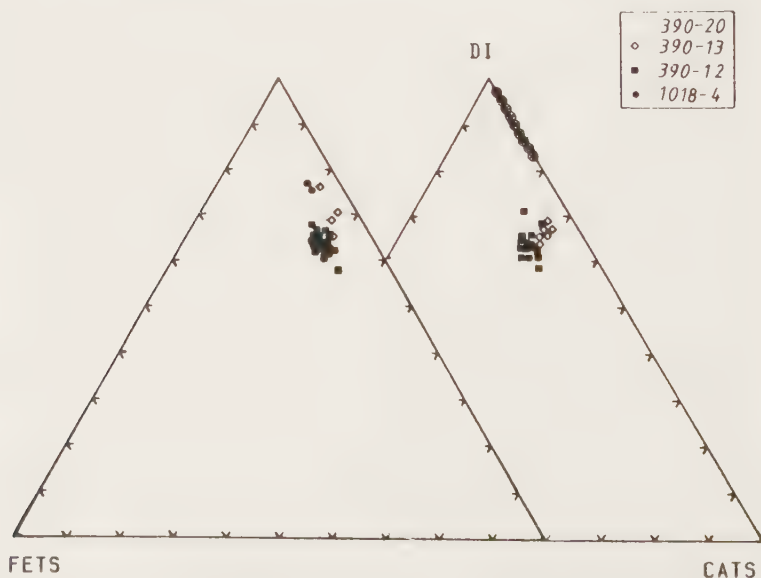


Abb. 74:a) Konzentrationsdreieck Diopsid-CaTS-FeTS. Die Klinopyroxene der Proben 390-20 (50m K.E., vor Melilithbildung), 390-13 (28m K.E.), 390-12 (24m K.E.) und 1018-4 (22m K.E.) sind getrennt in Kern- und Randbereiche aufgetragen.

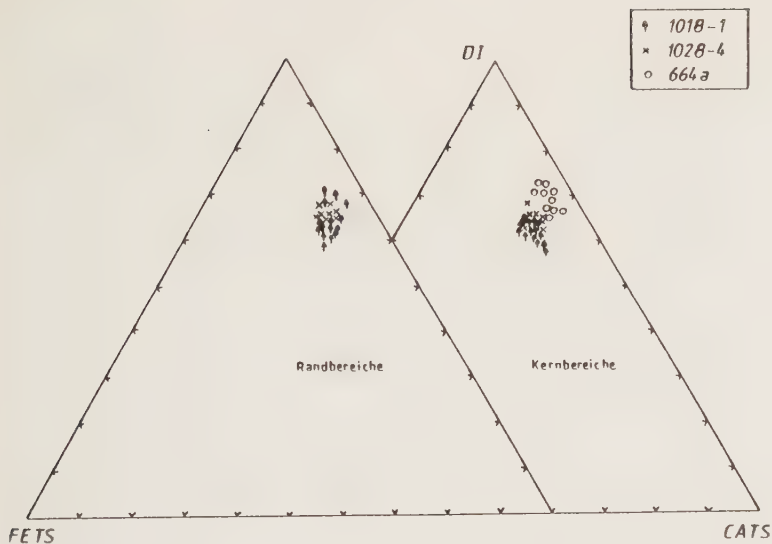


Abb. 74: b) Konzentrationsdreieck Diopsid-CaTS-FeTS. Kern- und Randbereiche sind getrennt dargestellt. Proben 1018-1 (20m K.E.), 1028-4 (18m K.E.) und 664a (17m K.E.).

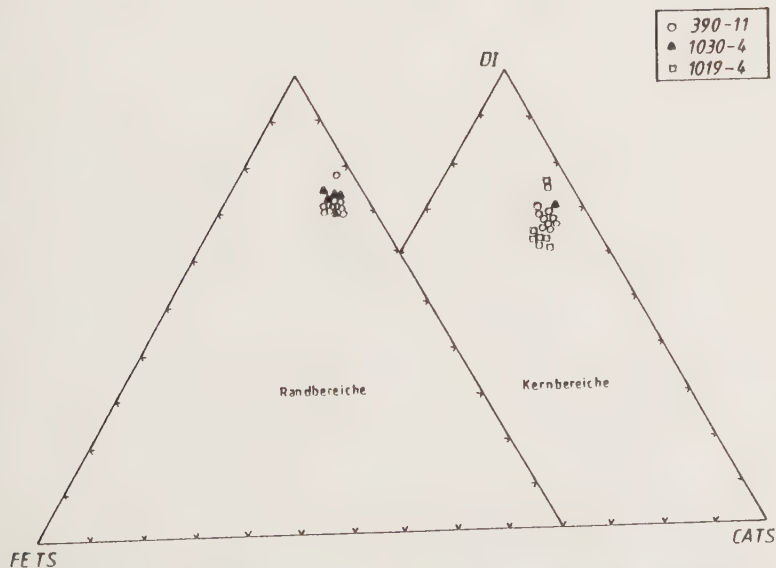


Abb. 74: c) Konzentrationsdreieck Diopsid-CaTS-FeTS. Kern- und Randbereiche sind getrennt dargestellt. Proben 390-11 (15m K.E.), 1030-4 (13m K.E.) und 1019-4 (18m K.E.).

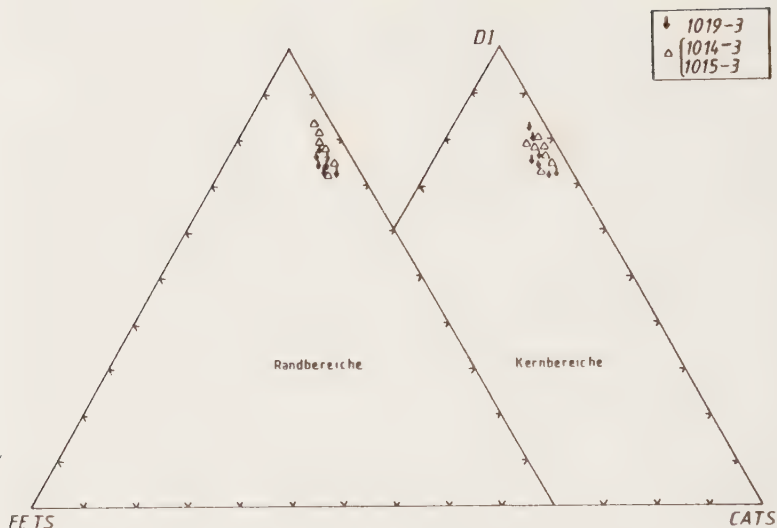


Abb. 74: d) Konzentrationsdreieck Diopsid-CaTS-FeTS. Dargestellt sind die Klinopyroxen-dargestellt. Proben 1019-3 (5m K.E.), 1014-3 und 1015-3 (beide am Kontakt).

Die Berechnung der Klinopyroxennorm erfolgte nach der Methode von LINDSLEY über Ladungsausgleich. Für die Darstellung der Proben in obigen Konzentrationsdreiecken Diopsid-CaTS-FeTS wurden die TiCaTS-Gehalte berücksichtigt, d.h. der äquivalente Al-Gehalt zur Berechnung von CaTS abgezogen. Wie für die Melilithe wird auch für die Klinopyroxene ein Histogramm gewählt, um aus beiden Histogrammen einen Reaktionsloop konstruieren zu können. In der folgenden Abb.75 (S.129) wurde die jeweilige Häufigkeit des $X_{Mg} = Mg/(Mg+Al)$ gegen die Kontaktannäherung, bzw. die Temperatur aufgetragen (wiederum nicht maßstabsgetreu, die Kontaktentfernungen stehen in Klammern unter den Probennummern). Bei der Entwicklung der Klinopyroxene erkennt man, analog den Meliliten, eine deutliche Verschiebung mit Temperaturerhöhung zu höheren X_{Mg} -Werten (siehe dazu auch Gesamtgesteins- X_{Mg} , ④).

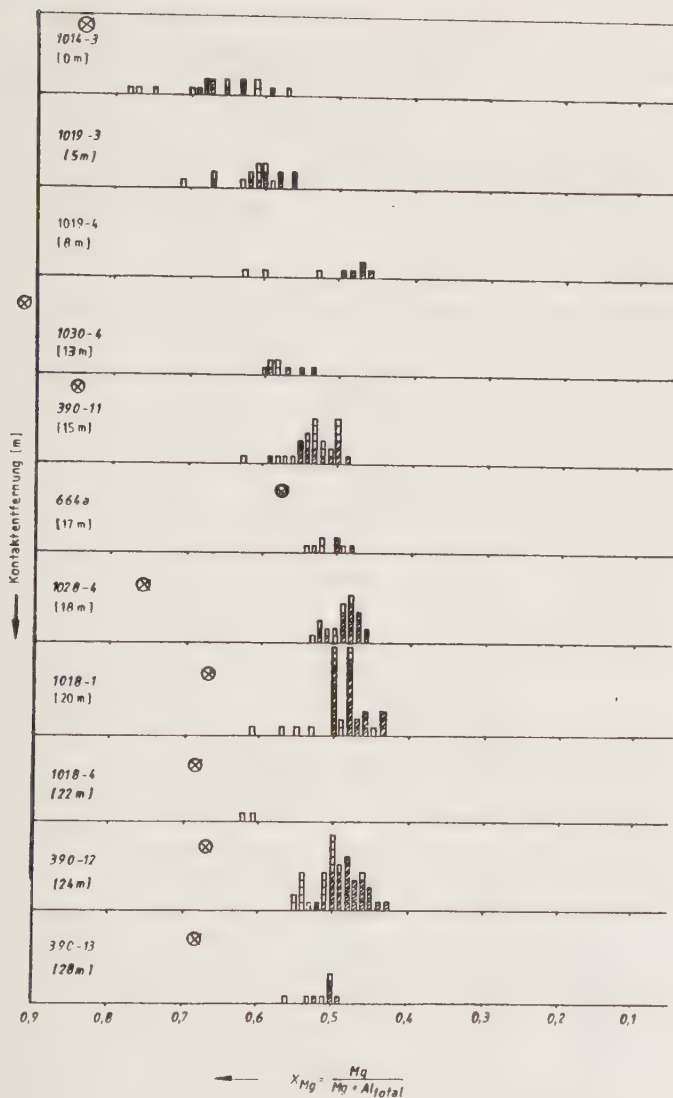


Abb. 75: Histogramm des X_{Mg} im Klinopyroxen, aufgetragen gegen die Kontaktentfernung (nicht maßstabsgetreu, Angabe der Kontaktentfernungen in Klammern unter jeder Probennummer). Jedes Kästchen entspricht einer Punktanalyse. Analysen in Kernbereichen sind schraffiert dargestellt. Zum Vergleich wurde bei jeder Probe mit einem Kreis (mit Kreuz) das zugehörige X_{Mg} des Gesamtgesteins eingetragen.

4.3 KOEXISTIERENDE MELILITH-KLINOPYROXEN-PAARE

Die Darstellung einer kontinuierlichen Reaktion (koexistierende Mineralpaare mit Mischkristallbildung) über ein Temperaturintervall erfolgt als Reaktionsloop in pseudobinären T-Xc-Diagrammen (Abb.76). Durch isobare Temperaturerhöhung bildet sich -im Gleichgewichtsfall- bei Erreichen der Reaktionstemperaturen (T_1) aus Phase I (Cpx_{ss} (+Cc), Punkt a) die Phase II (Mel_{ss} (+CO₂)) mit der koexistierenden Zusammensetzung b. Bei Reaktionsfortschritt kommt es zu einer kontinuierlichen Mischkristallveränderung entlang der Elementverteilungskurven. Auf Grund zu schneller Aufheizung und vor allem der zu trägen Reaktionskinetik kann es in den meisten Fällen zu einem **Overstepping** des Reaktionsgleichgewichts kommen, d.h. zu einem **Ungleichgewichtszustand** (RIDLEY & THOMPSON, 1986). Für die Verteilung der Austauschelemente zwischen Reaktant und Produkt sollen im Folgenden 2 Modelle (LOOMIS, 1981, 1983) diskutiert werden:

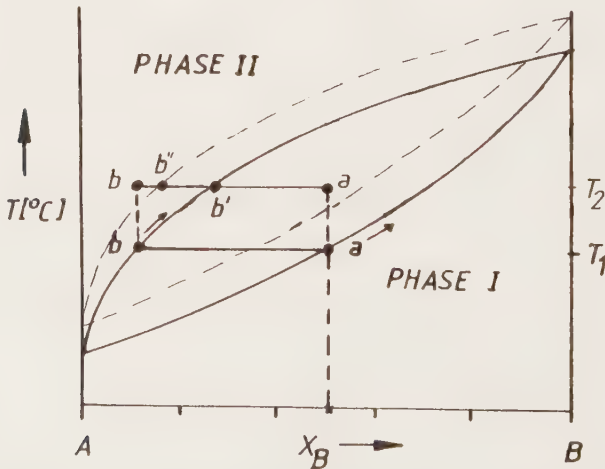


Abb.76: Pseudobinäres T-Xc-Diagramm einer kontinuierlichen Reaktion, mit Reaktionsloop für ein koexistierendes Mineralpaar. Erläuterungen siehe Text.
(nach LOOMIS, 1975, 1978).

Modell I:

Bei einem Overstepping (T_2) der Reaktion weist die Produktphase die mit dem Reaktanden (a) koexistierende Mischkristallzusammensetzung (b) auf, auch wenn diese nicht der Gleichgewichtszusammensetzung (b') bei der herrschenden Temperatur (T_2) entspricht (Abb.76, S.130). Die Mischkristallzusammensetzung der Phase II bei einer bestimmten Temperatur ist damit eindeutig definiert, sie ist unabhängig von der Zusammensetzung (und Änderung) der koexistierenden fluiden Phase (Abb.76, gestrichelter Loop; siehe Kap.4.3.1, S.134ff.). Der effektive Verteilungskoeffizient K_D ist gleich dem Gleichgewichts- K_D (LOOMIS, 1983), der sich mittels thermodynamischer Daten für jedes Austauschelementenpaar berechnen läßt. Daher läßt sich für den binären Fall, bei einer gegebenen Reaktandenzusammensetzung, über den Gleichgewichts- K_D bei diesem Modell für jede Temperatur die koexistierende Mischkristallzusammensetzung des Produktes berechnen.

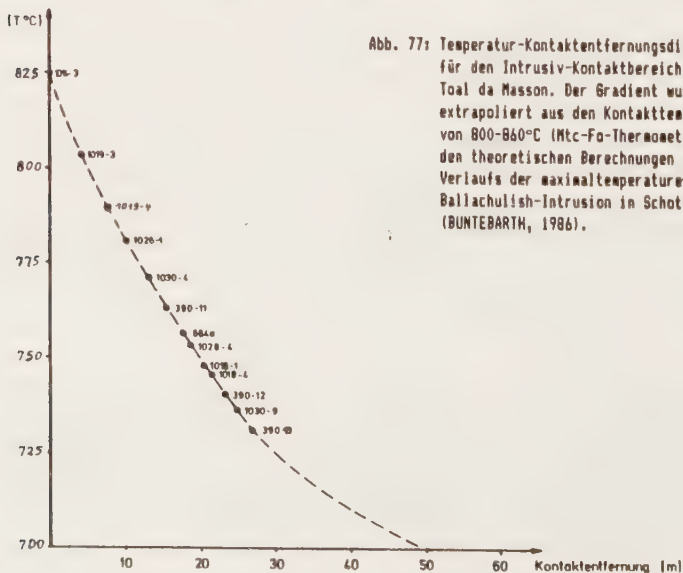
Modell II:

Die Produktphase II weist die der herrschenden Temperatur entsprechende Gleichgewichtszusammensetzung (b') auf, unabhängig von der Zusammensetzung des reagierenden Minerals (a, Abb.76, S.130). Das Problem dieses Modells liegt in der Beeinflussung der Lage des Reaktionsloops durch die Zusammensetzung der koexistierenden fluiden Phase (Abb.76, b'' , gestrichelter Loop; siehe Kap.4.3.1, S.134ff.). Eine Änderung der Fluidzusammensetzung führt zu einer Änderung der Gleichgewichts-Mineralzusammensetzung bei gleichbleibender Temperatur. Um dieses Modell anwenden zu können, ist daher vorher eine Festlegung der Fluidzusammensetzung nötig.

Anwendung:

Der konkrete Fall der koexistierenden Mel-Cpx-Paare sollte einen Reaktionsloop ergeben, bei dem die Klinopyroxene stets höhere X_{Mg} -Werte aufweisen als die koexistierenden Melilithe, und beide Phasen eine Verschiebung zu höheren X_{Mg} -Werten aufweisen (Abb.78/79, S.133/134). Zur Ermittlung

der koexistierenden Melilith- und Klinopyroxen-Mischkristalle wurden von über 200 Klinopyroxen-Analysen und über 400 Melilith-Analysen sorgfältig ausschließlich Mineralanalysen von Kornrändern, d.h. von direkten Berührungskontakten Cpx-Mel ausgewählt (ohne die Koexistenz störende Granatbildung). Abb.78 (S.133) zeigt Mineralanalysen koexistierender Mel-Cpx-Paare. Den Proben wurde, entsprechend ihrer Kontaktentfernung (Abb.77) ein Temperaturwert zugeordnet und maßstabsgetreu gegen das $X_{Mg} = Mg/(Mg+Al)$ aufgetragen. Man erkennt in Abb.78 (S.133) die Ausbildung eines Reaktionsloops zwischen Klinopyroxen und Melilith, wobei oben formulierte Erwartungen im allgemeinen erfüllt werden. Es ist jedoch eine deutliche Zweiteilung des Loops zu erkennen. Bis zu einer Kontaktentfernung von etwa 12m, d.h. einer Temperatur von ungefähr 770°C, verändern sich die koexistierenden Mischkristallzusammensetzungen nur unwesentlich. Ab dieser Temperatur erfolgt eine Verschiebung der Zusammensetzungen zu hohen X_{Mg} -Werten (prograde Equilibrierung, siehe dazu auch Kap.4.1, Abb.70/71, S.120/121). Eine Erklärung für dieses Verhalten liegt im Zusammenspiel der Veränderung der Fluid- bzw. Mischkristallzusammensetzung und der Temperatur.



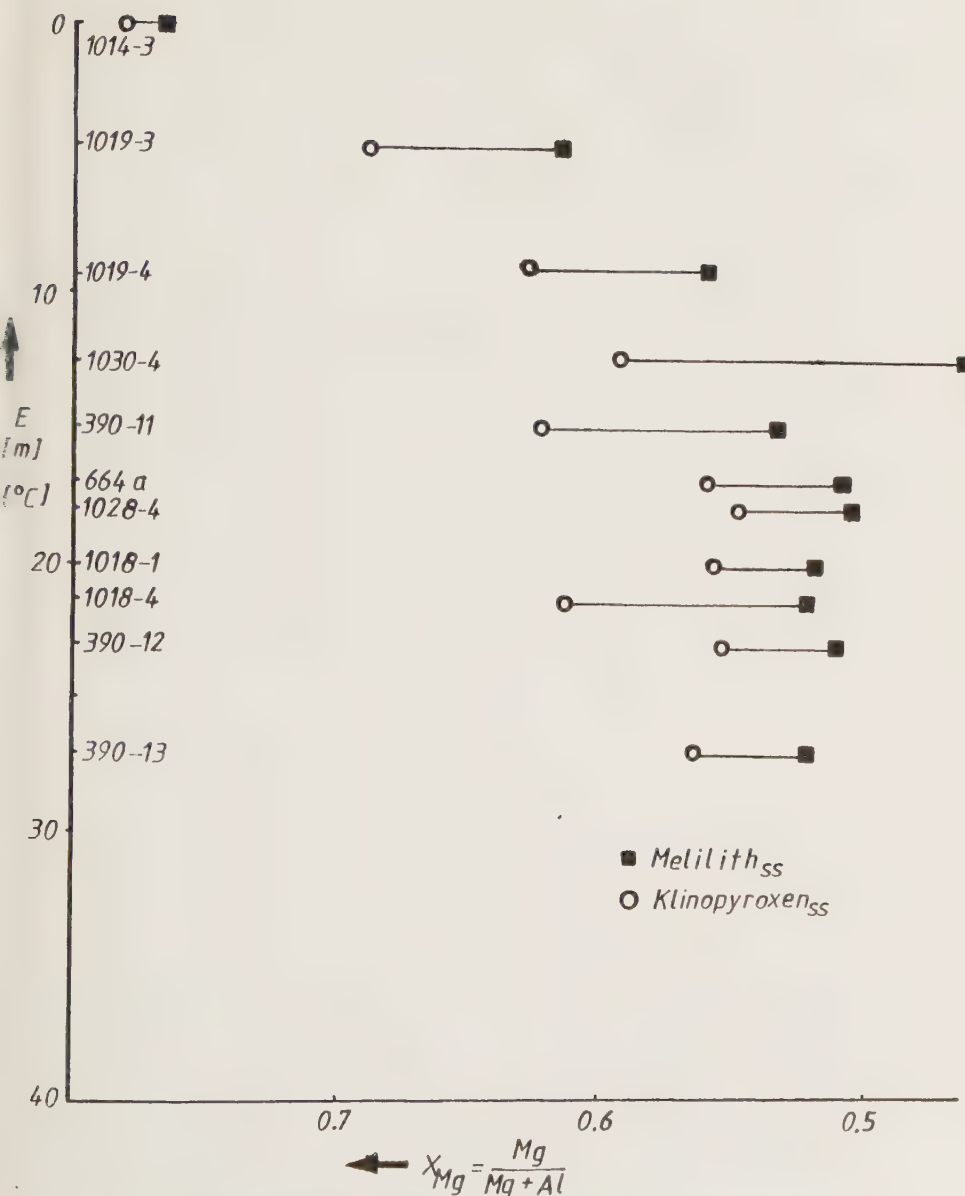


Abb. 78: Darstellung des X_{Mg} koexistierender Melilith-Klinopyroxenpaare mit Kontaktannäherung, bzw. Temperaturerhöhung. Deutlich ist die Verschiebung des Reaktionsloops mit Temperaturerhöhung zu höheren X_{Mg} -Werten zu erkennen. Deutlich wird ebenfalls die Zerteilung des Loops: In Kontaktentfernungen bis ca. 10m verändert sich das X_{Mg} nur leicht. Erst bei höheren Temperaturen verschieben sich die X_{Mg} (siehe dazu Text) stark.

4.3.1 Einfluß der Fluidzusammensetzung:

Für eine Dekarbonatisierungsreaktion mit Mischkristallbildung existiert für jedes X_{CO_2} ein eigener Reaktionsloop im T-Xc-Diagramm. Für den speziellen Fall der Melilithbildung läßt sich aus den vorliegenden Daten (experimentelle, berechnete und extrapolierte) das folgende Diagramm (Abb.79) entwerfen:

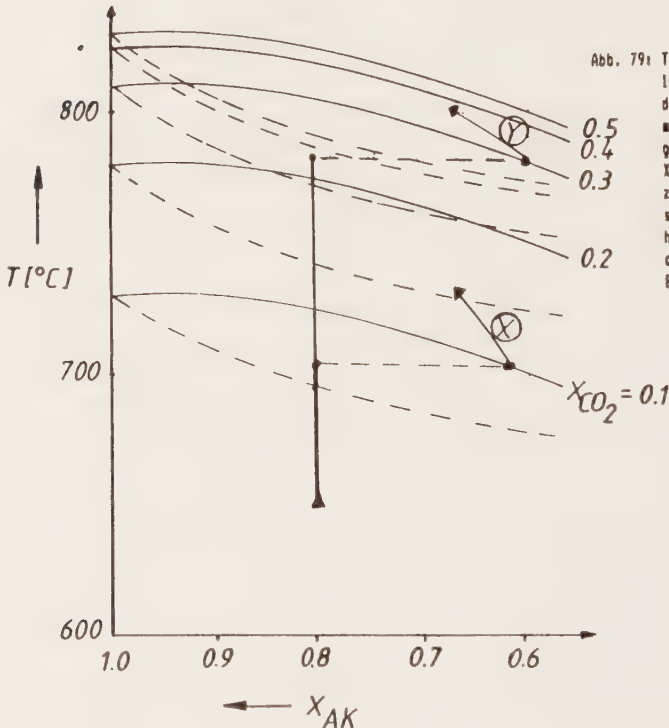


Abb. 79: T-X_c-Diagramm mit den Reaktionsloops für $X_{CO_2}=0,0-0,5$. Erreicht die Proben temperatur nur Werte bis max. 800°C, so genügt schon ein geringes Reaktionsausmaß, d.h. ger. X_{CO_2} -erhöhung, um den Reaktionsloop zu höheren Temperaturen zu verschieben (X). Erreicht das Gestein höhere Maximaltemperaturen, verliert die X_{CO_2} -Verschiebung an Bedeutung. Erläuterungen siehe Text.

Bei Aufheizung wird aus der Ausgangszusammensetzung $Di_{80}CaTS_{20}$ (+ Cc) bei Erreichen der Reaktionskurve (T_1) der koexistierende Mischkristall $Ak_{80}Gehl_{20}$ gebildet, auch bei Reaktionsoverstepping (siehe Modell I, Abb.76, S.131). Durch gleichzeitiges Freisetzen von CO_2 wird der Reaktionsloop rasch zu höheren Temperaturen verschoben, die Reaktion kommt zum Stillstand bzw. wird rückläufig. Durch die mit der Fluidproduktion einhergehende Druckerhöhung

(geschlossenes System, Kap.3, S.74ff.) wird dieser Verschiebungseffekt noch verstärkt. Bei genügend kleinem Reaktionsausmaß kann es zu einer Gleichgewichtseinstellung zwischen Hin- und Rückreaktion kommen, wodurch das X_{CO_2} des Fluids in etwa konstant bleibt. Bei Reaktionsfortschritt (Temperaturerhöhung) kommt es zusätzlich zu leichter X_{CO_2} -Erhöhung auch zur Mischkristallentwicklung entlang des Reaktionsloops (Equilibrierung, Abb.80, S.136). Erfolgt die Aufheizung sehr schnell, ist ein Overstepping der Gleichgewichtskurve anzunehmen, das Reaktionsausmaß ist dementsprechend hoch, sodaß schnell X_{CO_2} -Werte um 0.3-0.4 erreicht werden. Bei diesen X_{CO_2} -Werten fällt die Verschiebung des Reaktionsloops bei weiterer CO_2 -Produktion nicht ins Gewicht (Abb.79, S.134; Abb.80, S.136). Bei Reaktionsfortschritt kommt es hauptsächlich zu Mischkristallentwicklung entlang des Reaktionsloops (Equilibrierung der Minerale). Die Mineralpaare der niedrigtemperierten Gesteine (X) zeigen, bedingt durch geringe Temperaturunterschiede, annähernd einheitliche Mischkristallzusammensetzung (Abb.80, S.136). Innerhalb einer Probe kann es zu Mischkristallvariationen kommen, wie auftretende Kornzonierungen belegen (Kap.4.3.4, S.142ff.).

4.3.2 T- X_{CO_2} - X_{Al} -Entwicklung bei der Melilithbildung

Durch die Schnelligkeit der Temperaturerhöhung (engster Kontaktbereich) ist es unwahrscheinlich, daß es sich bei der Melilithbildung um Gleichgewichtskristallisation handelt. Da die Melilithbildung nicht unter "trockenen Bedingungen" stattgefunden hat, die fluide Phase eine sehr wichtige Rolle spielt und keinen statischen Faktor darstellt, ist für die Mineralentwicklung das Elementverteilungsmodell I zu bevorzugen (S.131). Das bedeutet, daß die gebildete Melilithzusammensetzung immer die mit der reagierenden Klinopyroxen-Mischkristallzusammensetzung koexistierende ist, d.h. nicht die der tatsächlichen Temperatur entsprechende, sondern der um den Betrag des Overstepping verminderten Temperatur. Es ist davon auszugehen, daß die Melilithmischkristallzusammensetzung

wahrscheinlich etwas zu niedrige Temperaturen impliziert. Trägt man die zur Koexistenzdarstellung ausgewählten Melilith-Mischkristalle in ein isobares T-Xco₂-Diagramm ein, so ergibt sich unter Berücksichtigung der ermittelten Probestemperatur (Abb. 77, S.132) folgendes Bild (Abb.80).

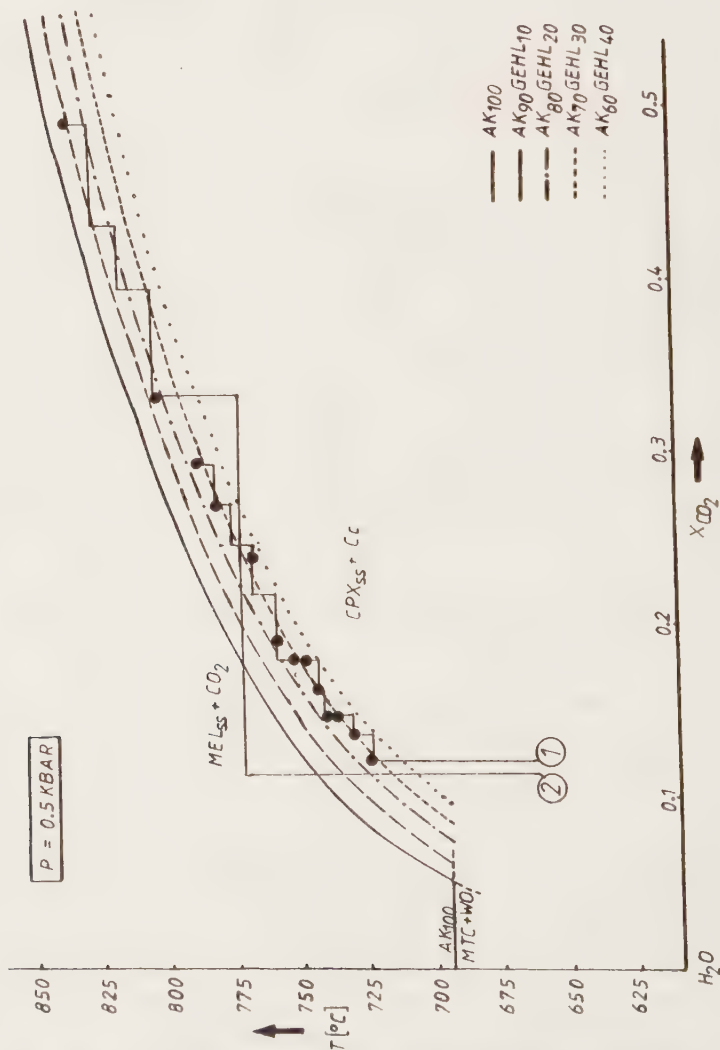


Abb. 80: Isobares (500 bar) T-Xco₂-Diagramm mit der schematischen Darstellung der Melilithreaktion. Das ΔT zwischen AK₁₀₀ und AK₈₀GEHL₂₀ wurde von den experimentellen Ergebnissen von WASSERMAHNN (1982) übernommen. Die Melilithe der einzelnen Probenpunkte wurden entsprechend ihrer Temperaturen (Abb.77, S.132) und entsprechend ihrer Mischkristallzusammensetzung in Koexistenz mit Klinopyroxen (Abb.78, S.133) eingezeichnet. Daraus ergab sich ein Xco₂-Bereich von 0.4 für die Melilithreaktion im Kontaktbereich des Toal da Masson.

Die Melilith-Bildung beginnt bei Temperaturen um 725°C und einem X_{Co_2} der fluiden Phase von max. 0.1. Bei Reaktionsfortschritt verändert sich die durchschnittliche Mischkristallzusammensetzung des Melilith kaum, das X_{Co_2} verschiebt sich bis auf Werte um 0.3. Oberhalb der 770°C -Marke erfolgt eine deutliche Verschiebung der Mischkristallzusammensetzung, gleichzeitig eine Verschiebung des X_{Co_2} auf Werte um 0.5.

Bei den kontaktfernen Gesteinen ($T < 750^{\circ}\text{C}$) kann das Overstepping der Gleichgewichtskurve nicht sehr groß sein, d.h. das Reaktionsausmaß und damit die CO_2 -Produktion ist klein. Bei weiterer Temperaturerhöhung nach Reaktionsbeginn erfolgt die Equilibrierung durch eine kontinuierliche Entwicklung entlang der Gleichgewichtskurven, sowohl zu höheren X_{Co_2} - als auch X_{ss} -Werten (1).

Für die hochtemperierten Gesteine ($T > 770^{\circ}\text{C}$) ist das Overstepping sicherlich bedeutend (schnelle Aufheizung), das Reaktionsausmaß folglich groß, was zu einer schnellen X_{Co_2} -Verschiebung zu hohen Werten (0.3-0.4) führt (Abb. 80, S. 136). Da die Steigung der Reaktionskurve in diesem Bereich gering ist, kann es bei weiterer Temperaturerhöhung nur durch Mischkristallentwicklung zu einer Gleichgewichtseinstellung kommen (2).

4.3.3 Mineralzonierungen

Während der Untersuchung der prograden Mischkristallentwicklung stellte sich die Frage nach der Entstehungsart der auftretenden Mineralzonierungen und deren Einfluß auf die Koexistenz Mel-Cpx. Spiegeln diese Zonierungen die prograde Mischkristallentwicklung wieder (Wachstumszonierung) oder stellen sie eine retrograde Gleichgewichtsanpassung im Mischkristall dar (Diffusionszonierung). Zur Beantwortung dieser Frage müssen zunächst die beiden Begriffe geklärt werden.

4.3.3.1 Wachstumszonierung

Die Ursache für zoniertes Kornwachstum liegt in einer, relativ zum Stofftransport (Diffusion), zu schnellen Mineralbildung. Die Oberflächenzusammensetzung des Produkts wird durch multivariante Gleichgewichte mit einem oder mehreren Reaktanden kontrolliert. Durch zu schnelle Änderung von einem oder mehreren intensiven Parametern, z.B. Temperatur, kann sich das thermodynamische Gleichgewicht nicht im ganzen Korn einstellen, d.h. es herrscht **kein homogenes Gleichgewicht**. Es entstehen zonierte Körner, deren einzelne Zonen die jeweiligen Gleichgewichtszusammensetzungen bei ihrer Bildung widerspiegeln (**heterogenes Gleichgewicht**). In Abb.81 läßt sich diese Entwicklung nachvollziehen.

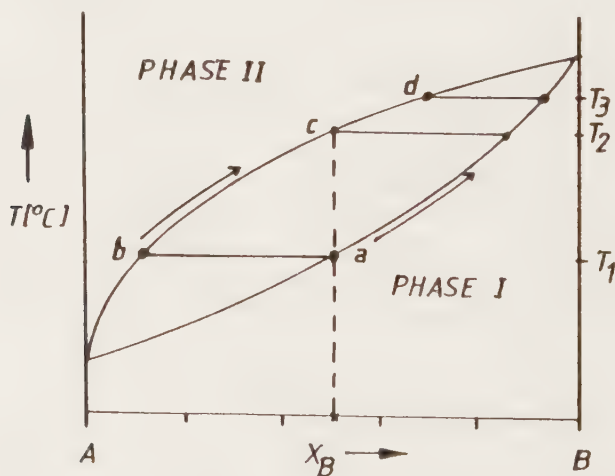


Abb. 81: Pseudobinäres T - X_{CO_2} -Diagramm für eine kontinuierliche Reaktion. Erläuterungen siehe Text.

Bei Aufheizung bildet sich aus Phase I bei Erreichen der Reaktionstemperatur (T_1 , Punkt a) die Phase II mit der koexistierenden Zusammensetzung b. Erfolgt die Temperaturerhöhung für die Erreichung von homogenem Gleichgewicht zu schnell, so wird die effektive Zusammensetzung von Phase I

an der Komponente abgereichert, die im Kern von Phase II isoliert wird, d.h. an Komponente A (Fraktionierung). Die Zusammensetzungen der Phasen I, II können sich entlang des T-Xc-Loops bis zu T₃ (Punkt d) entwickeln, also zu höheren X_B-Werten in Phase II als es der Ausgangszusammensetzung von Phase I entsprechen würde (Punkt c, T₂). Gleichzeitig ist kein vollständiger Verbrauch von Phase I möglich. Durch zu langsame Diffusion auch in der reagierenden Phase, kann es dazu kommen, daß nur die äußeren Ränder von Phase I reagieren und mit den entsprechenden Kornrändern der Phase II koexistieren. Das Resultat sind für beide Minerale, Reaktand und Produkt, zonierte Körner mit an Komponente A angereicherten Kernbereichen (KRETZ, 1973; MEYER, 1977; MANNING, 1974). Bedenkt man, daß bei dieser Reaktion Phase I volumenmäßig abnimmt, kann es bei kontinuierlichem Verbrauch von Phase I zur Auflösung der mit Komponente A angereicherten Kerne führen, wodurch ein Ansteigen des A-Gehaltes am äußersten Rand von Phase II möglich wird, d.h. eine Umkehrung der Zonierung entstehen kann (HOLLISTER, 1966; BETHUNE, de et al., 1968; DRAKE, et al. 1968; MÜLLER & SCHNEIDER, 1971). Eine wichtige Voraussetzung zur Erhaltung einer Wachstumszonierung ist eine sehr langsame Volumendiffusion, sodaß der Mineralkernbereich wirklich isoliert bleibt, und es nicht zu einer nachträglichen Homogenisierung des Korns kommt. Diese Voraussetzung ist bis zu Temperaturen um 600-700°C (ANDERSON & BUCKLEY, 1974; MEYER, 1977) gegeben. Oberhalb dieser Temperaturen verstärkt sich die Volumendiffusion (ANDERSON & BUCKLEY, 1974), sodaß es während langsamer Abkühlung nach Erreichen des Temperaturmaximums zu einer Homogenisierung eines ursprünglich wachstums-zonierten Mineralkorns führen kann.

Die Rolle der Diffusion für die Kornzonierung soll im nächsten Punkt ausführlicher behandelt werden.

4.3.3.2 Diffusionszonierung

Der Begriff Diffusion beinhaltet drei verschiedene Diffusionsarten (Darstellung nach R.F.MEHL):

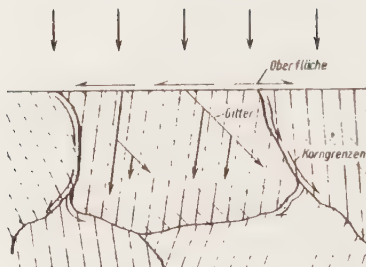


Abb. 82:

- Volumen- oder intra-kristalline Diffusion
 - Korngrenzdiffusion
 - Oberflächendiffusion
- (nach R.F.Mehl, in:
ANDERSON & BUCKLEY,
1973)

Für die Entstehung von Diffusionszonierungen ist vor allem die Volumendiffusion zu berücksichtigen, die im Folgenden kurz diskutiert wird.

Volumendiffusion findet statt, wenn in einem Kristallgitter mit zwei oder mehr verschiedenen Ionen diese, bezüglich ihrer Verteilung nicht dem Gleichgewichtszustand entsprechen (CHRISTIAN, 1975).

Die Diffusionsrate wird durch Größe, Ladung und Polarität des diffundierenden Ions bestimmt, die dazu nötige Aktivierungsenergie liegt im allgemeinen zwischen 25-50 Kcal/Mol. Setzt man diesen Wert in die Arrhenius-Gleichung ein, so ergibt sich beispielsweise bei einer Temperaturverdoppelung von 500°C auf 1000°C nur eine Vergrößerung des Diffusionskoeffizienten um den Faktor 10^3 , es handelt sich also stets um sehr kleine Beträge (z.B. Olivin -Fo10-, $T=900^\circ\text{C}$, $D=10^{-11}$, ANDERSON & BUCKLEY, 1973). Die Diffusion kann eine Mineralzusammensetzung auf mehrere Arten kontrollieren:

- Sie verursacht Homogenisierung wachstumszonierter Mineralkörner
- Sie verursacht Zonierung in einem ursprünglich homogenen Mineralkorn, normalerweise während der Abkühlungsphase unmittelbar nach dem Temperaturmaximum

Der exponentielle Zusammenhang zwischen Diffusionsrate und Temperatur impliziert, daß die Diffusion bei

Temperaturerhöhung relativ abrupt (TRACY, 1982) als kontrollierender Faktor für die Zonierung/Homogenität eines Mineralkornes verantwortlich sein kann (Abb.83).

Das Ausmaß von Materialtransport (J) innerhalb eines Kornes durch die Diffusion hängt linear von der Diffusionsrate D und dem kompositionellen Gradienten ∇C ab.

$$J = -D * \nabla C$$

Die Eindringtiefe (d) des Diffusionsprozesses zeigt eine zeitliche Abhängigkeit:

$$d = (Dt)^{1/2}$$

Ab Eindringtiefen von 1 μm ($\log d = 0$) ist Beeinflussung der vorhandenen Zonierung bzw. Homogenität möglich.

In Abb.84 ist die Eindringtiefe (bezüglich Mn-Fe- und Mg-Fe-Austausch im Almandin-Granat) gegen die Zeit und die Temperatur aufgetragen. Man erkennt, daß für den Temperatur- und Zeitbereich der Kontaktmetamorphose (700-800°C, etwa 100.000 y) Granate durchaus Mg-Fe-Diffusionszonierungen zeigen können, ursprüngliche Mn-Zonierung sollte homogenisiert sein.

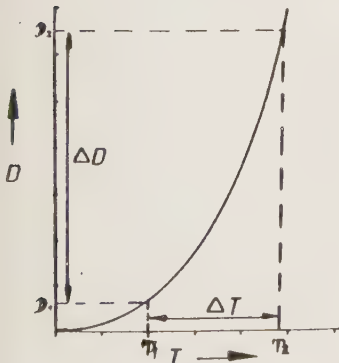


Abb. 83: Exponentielle Abhängigkeit des Diffusionskoeffizienten von der Temperatur. Bis T_1 ist die Diffusion sehr klein (D_1). Ab T_1 steigt die Diffusion rapide an, einem kleinen ΔT steht ein fast dreimal so großes D gegenüber.

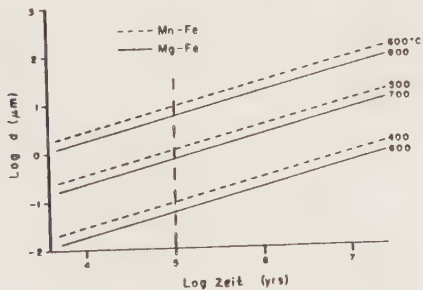


Abb. 84: Eindringtiefe d der Diffusion, als Funktion der Zeit und der Temperatur, für Mn-Fe und Mg-Fe-Austausch in Almandin-Granat. Die Aktivierungsenthalpien und D_0 's basieren auf vorläufigen Bestimmungen von Elphick et al. (1981, 1982), und sind 85 Kcal, $0,0227 \text{ cm}^2/\text{sec}$ für Mg-Fe-Austausch, und 55 Kcal, $0,0000015 \text{ cm}^2/\text{sec}$ für den Mn-Fe-Austausch.

4.3.4 Melilithzonierung

Eine auftretende Wachstumszonierung (Gleichgewicht oder Ungleichgewicht) der Melilith sollte von Al-reichen Kernen zu Mg-reichen Rändern führen, was den tatsächlich festgestellten Zonierungsprofilen in untersuchten Melilithmischkristallen entspricht (Abb.85, 86, S.143). Die Diffusion kann als prograd homogenisierender Faktor bedeutsam werden. Damit es bei dem kurzen Zeitraum der Kontaktmetamorphose zu einer Homogenisierung kommen kann, müssen die Temperaturen entsprechend hoch sein. Im direkten Intrusivkontaktbereich ist diese Voraussetzung gegeben, Körner liegen unzoniert vor (1014-3, 1019-4, 1019-3). Eine retrograde Diffusionszonierung des Melilith würde zu Mg-reichen Kernen und Al-angereicherten Rändern führen, was in keiner Probe beobachtet wurde (RÉVERDATTO et al., 1970). Die Zonierungen zweier Melilithkörner aus unterschiedlich temperierten Proben (390-13, K.E. 27m; 390-11, K.E. 15m) wurden durch Analysen-Traversen mit Hilfe der Mikrosonde untersucht. Der allgemeine Zonierungstrend verläuft von Al-reichen Kernbereichen zu schmalen Mg-reichen Kornrändern (Abb.85, 86, S.143). Die zugehörigen Elementprofile für MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , CaO und Na_2O , zeigen eine zentrierte Zonierungsverteilung. Der Austausch von $MgSi = AlAl$ ist aus dem Meßprofil abzulesen. Die Zonierungsprofile dieser 3 Elemente zeigen annähernd die Form von Glockenkurven, die als typisch für Wachstumszonierung angesehen werden (TRACY, 1982). CaO bleibt relativ unverändert, Na_2O zeigt einen Anstieg im Kernbereich, analog dem Al_2O_3 . Aus den Meßprofilen wird deutlich, daß bei erhöhter Temperatur die Diffusion an Bedeutung gewinnt. Die Glockenkurven der höhertemperierten Probe 390-11 sind "verschmiert". Im Bereich der Kornmitte ist der Konzentrations-Unterschied der einzelnen Elemente weniger deutlich ausgebildet als bei der kontaktferneren Probe 390-13 (Abb.85, 86, S.143). Es ist davon auszugehen, daß es sich bei den Zonierungen im Melilith um prograde Wachstumszonierungen handelt.

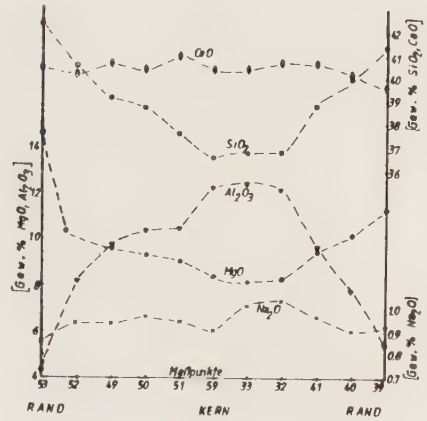
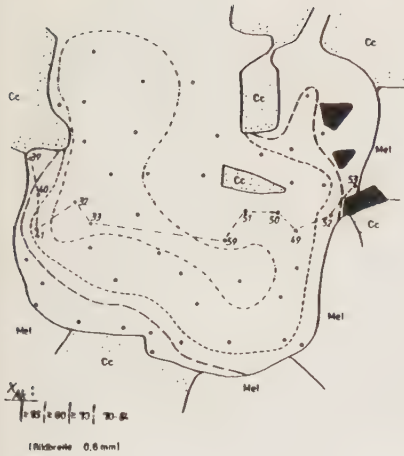


Abb. 85: Probe 390-13, Vermessung eines Melilithkorns

- a) Darstellung des zonierten Melilithkorns. Deutlich erkennt man die zentrierte Zonierung.
 b) Meßprofil quer durch das Korn (gestrichelt angedeutet). Die Zahlen sind Analysennummern (siehe Anhang, S.175). In das Diagramm wurden 3 verschiedene Skalen Gew.% aufgenommen, links für MgO und Al_2O_3 , rechts oben für SiO_2 und CaO , rechts unten für Na_2O .

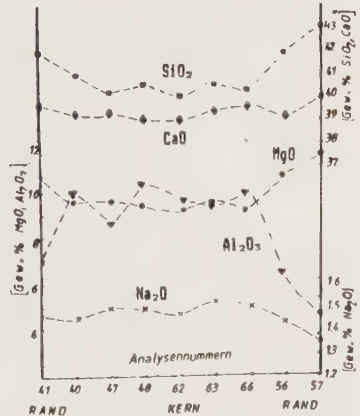
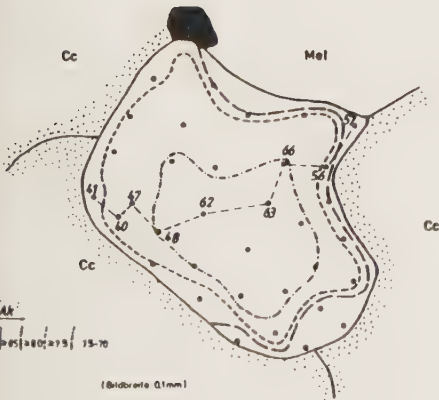


Abb. 86: Probe 390-11, Vermessung eines Melilithkorns

- a) Darstellung des zonierten Melilithkorns. Deutlich erkennt man die zentrierte Zonierung.
 b) Meßprofil quer durch das Korn (gestrichelt angedeutet). Die Zahlen sind Analysennummern (siehe Anlage, S.180). In das Diagramm wurden 3 verschiedene Skalen Gew.% aufgenommen, links für MgO und Al_2O_3 , rechts oben für SiO_2 und CaO , rechts unten für Na_2O .

Aus der festgestellten Mischkristallentwicklung koexistierender Melilith-Klinopyroxen-Paare und den im Melilith auftretenden Zonierungen ergibt sich folgendes Bild für das Zusammenspiel Temperaturerhöhung / Mischkristallveränderung / X_{CO_2} -Verschiebung:

Nach den experimentellen Ergebnissen zur Melilithbildung bei 3Kb (WASSERMANN, 1982), wegen dieser hohen Drucke allerdings bei sehr niedrigen X_{CO_2} -Werten < 0.1 (ansonsten zu hohe Versuchstemperaturen), ergibt sich für diesen Verschiebungsbetrag ein Temperaturintervall von 35-40°C. Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Akermanit-Bildung aus Diopsid + Calcit im T- X_{CO_2} -Diagramm für P=500bar experimentell bestimmt, für die Melilithmischkristallbildung wurden die Werte von 3 kbar auf 500 bar extrapoliert, unter der Annahme von gleichbleibendem ΔT . Die Reaktion $Cpx + Cc \rightleftharpoons Ak + CO_2$ beginnt bei Temperaturen um 700°C und sehr niedrigem $X_{CO_2} = 0.1$. Geht man von diesem Anfangs- X_{CO_2} und einer pseudobinären Klinopyroxen-Ausgangszusammensetzung von $Di_{80}CaTs_{20}$ aus, so kommt es bei schneller Temperaturerhöhung zu einem Overstepping der Gleichgewichtstemperatur. Nach einem angenommenen $\Delta T = 25^\circ C$ erfolgt die Melilithbildung mit der pseudobinären Zusammensetzung $Ak_{65}Gehl_{35}$ (= Mischkristallzusammensetzung im Kern der zonierten Melilithe der Proben 390-11 und 390-13) die dem Gleichgewicht bei der um ΔT niedrigeren Temperatur entspricht. Die CO_2 -Produktion verschiebt die Gleichgewichtstemperatur zu höheren Werten, sodaß die Melilithzusammensetzung wieder mit der Umgebungstemperatur korrespondieren kann. Im folgenden Reaktionsverlauf kommt es zu einem Zusammenspiel von T - X_{CO_2} - X_{Ak} -Veränderungen. Die Mehrheit der kontaktfern gebildeten Melilithe in Koexistenz mit Klinopyroxen zeigt insgesamt gesehen minimale Mischkristallveränderung. Die X_{CO_2} -Erhöhung ist der equilibrierende Faktor bei der Temperaturerhöhung (siehe Abb.79, S.134; Abb.80, S.136). Unter der Voraussetzung von konstantem X_{CO_2} in der koexistierenden fluiden Phase, kann es jedoch auch zur Ausbildung einer Zonierung kommen, d.h. zur Mischkristallentwicklung. Die pseudobinäre Mischkristall-

entwicklung der Melilithe von Probe 390-13 geht von $Ak_{64}Gehl_{36}$ bis $Ak_{90}Gehl_{10}$, also über ein $\Delta_{ss} = 25$. Probe 390-11 zeigt ein etwa gleich großes Δ_{ss} von $Ak_{70}Gehl_{30}$ bis $Ak_{92}Gehl_8$. In Abb.87, sind beide Proben mit ihrer Mischkristallentwicklung eingezeichnet.

Bei den kontaktnahen Proben ($T_{max} > 800^\circ C$, Proben 1019-3/4, 1014-3) zeigt sich der abnehmende Einfluß der X_{CO_2} -Erhöhung als equilibrierender Faktor (siehe Abb.79, S.134; Abb.80, S.136). Die Mischkristallveränderung tritt an seine Stelle. Es liegen unzonierte Körner vor (verstärkte Volumendiffusion bei den hohen Temperaturen, Homogenisierung, siehe S.139ff.). Auch bei den höchsttemperierten Proben weist der Melilithe einen Ak-Gehalt von maximal 90 auf. Es ist nicht zu Mg-reicheren Mischkristallen gekommen als in Randbereichen der zonierten Körner der kontaktfesten Probe 390-13, einzige Erklärung für dieses Verhalten ist eine gleichzeitige starke Erhöhung des X_{CO_2} .

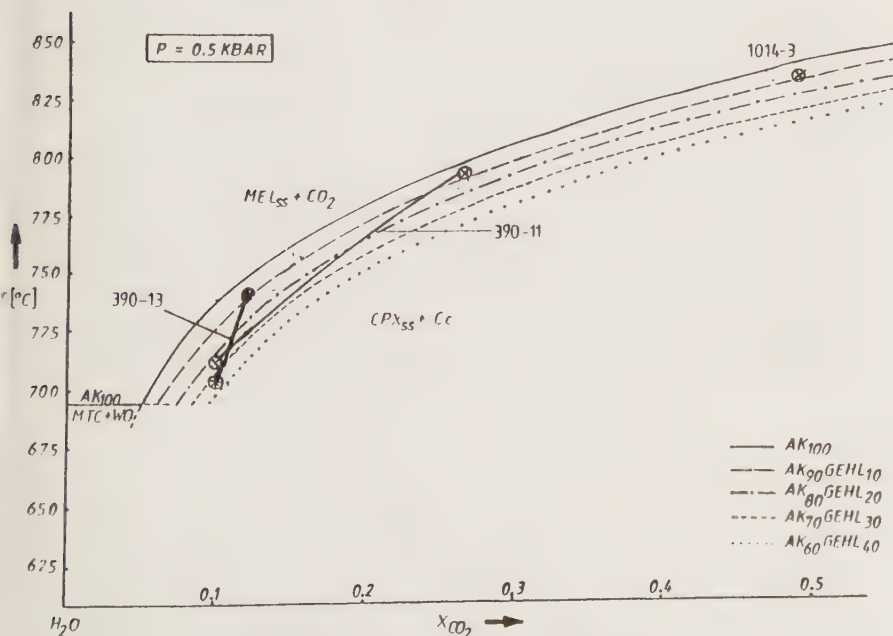


Abb. 87: $T-X_{CO_2}$ -Diagramm für die Reaktion $Cpx + Cc \rightleftharpoons Ak + CO_2$.

Dargestellt ist der Bereich $X_{CO_2} = 0 - 0.5$ und $T = 650 - 850^\circ C$, $P = 500$ bar.

Die Akermanitendglied-Bildung aus Diopsid + Calcit wurde im Rahmen dieser Arbeit experimentell ermittelt, die Bildung der Mischkristalle mit Ak_{60} bis Ak_{90} wurden aus bereits vorliegenden experimentell ermittelten Werten für 3 Kb (Wassermann, 1982), extrapoliert.

Zur Erklärung der Probenentwicklungen von 390-13, 390-11, sowie 1014-3, siehe Text.

AUSBLICK

Der Mensch versucht ständig die Natur mit einfachen Modellen und Gesetzmäßigkeiten zu erklären.

Die Natur geht sicherlich den "einfachsten Weg". Dieser "einfachste Weg" ist jedoch für uns durch die vielen unbekannten Parameter, und vor allem durch die geologisch wirksamen "Zeiträume" schwer nachvollziehbar.

Mit dieser Arbeit wurde ein weiterer Schritt zum Verständnis natürlicher Vorgänge unternommen.

Ein bestehendes "einfaches" Modell wurde um einen Parameter erweitert.

Dies soll dazu beitragen, das allzu "lineare Denken" in ein mehr "vernetztes Denken" zu wandeln.

Es ist für die Zukunft zu wünschen, daß in der experimentellen Petrologie vermehrt Reaktionen, die in einfachen Systemen bereits untersucht sind, schrittweise um weitere Parameter, wie die Berücksichtigung der Mischkristalle, NaCl-Gehalte in der fluiden Phase usw., erweitert werden.

5. LITERATURVERZEICHNIS

- AITKEN, B.G., (1983): T-Xco₂-stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite, *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, p.351-362
- ANDERSON, D.E. & BUCKLEY, G.R., (1974): Modeling of diffusion controlled properties of silicates, in: HOFFMAN, A.W. et al. (eds.), *Geochemical transport and kinetics*, Carnegie Inst. Wash. Publ. 634
- BARD, J.P., (1986): Microtextures of igneous and metamorphic rocks, D.Reidel Publ.Comp., Holland
- BAUER, S.J. & JOHNSON, B., (1979): Effects of slow, uniform heating on the physical properties of the Westerley and Charcoal granites, *Proc.U.S.Symp. Rock Mech.* 20th, p.7-15
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L., (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides, *J.Geol.* 76, p.382-403
- BETHUNE, P.de, et al., (1965): Emploi des grenats zonaires comme indicateurs du degre de metamorphisme, *C.R.Acad.Sci.* 260, p.6946-6949, Paris
- BOCCHI, G. & MORANDI, N., (1972): Sulla distribuzione della brucite (stima quantitativa in DTA) nella "predazzite" di Canzoccoli (Predazzo, North Italy), *Min.Petr.Acta* 17, p.135-148
- BORSI, S. & FERRARA, G., (1967): Determinazione dell'eta delle rocce intrusive di Predazzo con i metodi Rb/Sr e K/Ar, *Min.Petr.Acta* 13, p.45-66
- " , FERRARA, G. & SIMBOLI, G., (1968): Isotopic age measurements of the Monzoni intrusive complex, *Min.Petr.Acta* 14, p.171-183
- BOSELINI, A. & ROSSI, D., (1974): Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy, in: LAPORTE, L.F. (ed.), *Reef in time and space*, *Soc.Econ.Paleont.Min.*, Spec.Publ. 18, p.209-233
- " et al., (1982): Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti, in: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (eds.), *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*, *Guide geol.reg.*, *Soc.Geol.It.*, p.189-210
- BOWEN, N.L., (1940): Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite, *J.Geol.* 48, p.225-274
- POWERS, T.J. & HELGESON, H.C., (1984): Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures and temperatures to 5kb and 600°C, Springer Verlag

- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C., (1983a): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures, *Geochim.Cosmochim.Acta* 47, p.1247-1275
- " & HELGESON, H.C., (1983b): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures, *Am.Min.* 68, p.1059-1075
- BOWMAN, J.R. & ESSENE, E.J., (1982): P-T-Xco₂ conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana, *Am.J.Sci.* 282, p.311-340
- BRACE, W.F. & ORANGE, A.S., (1968): The mechanical effects of pore pressure on the fracturing of rocks, in: BAER, A.J. & NORRIS, P.K. (eds.), *Research intertectonics*, Geol.Survey of Canada, Papers 68-52, p.132-124
- BRADY, J.B., (1977): Metasomatic zones in metamorphic rocks, *Geochim.Cosmochim.Acta* 41, p.113-125
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H., (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngbietes und seiner weiteren Umgebung, Exkursionsführer der Jahrestagung der Öster.Geol.Ges., Seis am Schlern, Südtirol
- BUNTEBARTH, G., (1986): Abkühlungsgeschichte des Ballachulish-Granits und Temperaturverlauf im Nebengestein, unveröff. DFG-Arbeitsbericht zum SPP-"Kinetik", Clausthal-Zellerfeld
- BURT, D.M., (1974): Metasomatic zoning in Ca-Fe-Si exo-scarns, in: HOFFMAN, A.W. et al. (eds.), *Geochemical transport and kinetics*, Carnegie Inst. Wash. Publ. 634, p.287-293
- BURTON, J.C. & JACKSON, D.H., (1979): Contact metamorphism by convective heat transfer at Wind Mountains, New Mexico, *N.Jahrb.Min. Monatshefte* 9, p.408-420
- CANNILLO, E. et al., (1973): The crystal structure of Latiumite, a new type of sheet silicate, *Am.Min.* 58, p.466-470
- CASTELLARIN, A. et al., (1979): Middle triassic magmatism in the southern alps, II. A geodynamic model, *Riv.It.Paleont.Strat.* 85, 3-4, p.1111-1124
- " et al., (1980): Southern Alps: An aborted Middle Triassic chain? *Giorn.Giol. ser.2º*, 43/2, p.313-328, Bologna

- CASTELLARIN, A. et al., (1982): Note geologiche sulle intrusioni di Predazzo e dei M. Monzoni, in: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (eds.), Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide geol. reg., Soc. Geol. It. p. 211-220
- CHARLU, T.V. et al., (1981): Thermochemistry of synthetic $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ (gehlenite) - $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ (akermanite) melilithes, Geochim. Cosmochim. Acta 45, p. 1609-1617
- CHRISTIAN, J.W., (1975): Transformations in metals and alloys - I. Equilibrium and general kinetic theory, Pergamon Press, Oxford
- CHRISTIE, O.H.J., (1961): On subsolidus relations of silicates. I. The lower breakdown temperature of the akermanite-gehlenite mixed crystal series at moderate water pressure, Norsk Geol. Tidsskr. 41, p. 255-269
- " , (1961): On subsolidus relations of silicates. II. Preliminary note on the chemistry of melilites, Norsk Geol. Tidsskr. 41, p. 322-324
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMANN, J. (1963): Rock forming minerals, Vol. I-V, Longman, London
- DELMONTE, M. & PAGANELLI, L., (1965): The syenitic outcrops in the Viezzena valley near Predazzo (North Italy), Min. Petr. Acta 11, p. 69-89
- " , PAGANELLI, L., SIMBOLI, G., (1967): The monzoni rocks, a modal and chemical study, Min. Petr. Acta 13, p. 75-118
- DOGLIONI, C., (1984): Triassic diapiric structures in the Central Dolomites (Northern Italy), Eclogae geol. Helv. 77/2, p. 281-285
- " , (1985): Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti, Giorn. Giol., ser. 3°, 46/2, p. 47-60, Bologna
- DÖLTER, C., (1902): Chemische Zusammensetzung und Genesis der Monzonigesteine, Tsch. Min. Petr. Mitt. 21, p. 65
- DRAKE, C.L. et al. (eds.), (1968): The crust and upper mantle of the Pacific area, Geophys. Monogr. 12, Washington
- EAKLE, A.S. & RODGERS, A.F., (1914): Wilkeite, a new mineral of the apatite group, and Okenite, its alteration product, Am. J. Sci. 37, p. 262-267
- EDGAR, A.D., (1965): Lattice parameters of melilite solid solutions and a reconnaissance of phase relations in the system $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ (gehlenite) - $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ (akermanite) - $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$ (sodamelilite) at 1000 kg/cm² water pressure, Can. J. Earthsci. 2, p. 596-621

- ELDER, J.W., (1967): Steady free convection in a porous medium heated from below, *J.Fluid Mech.*, 27, p.29-48
- EMILIANI, F. et al., (1964): Sr and Ba distribution in the Predazzo granite (Italy), *Min.Petr.Acta* 10, p.81-109
- " et al., (1965): Calcium distribution in the Predazzo granite (North Italy), *Min.Petr.Acta* 11, p.49-67
- " et al., (1966): Fe, Mg and Mn distribution in the Predazzo granite, *Min.Petr.Acta* 13, p.1-30
- " et al., (1968): Titanium distribution in the Predazzo granite (North Italy), *Min.Petr.Acta* 14, p.1-21
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., VERNON, R.H., (1983): The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation, *J.Metam.Geol.* 1, p.205-226
- " , WALL, V.J., VERNON, R.H., COX, S.F., (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implications for mass transport and deformation mechanisms, *J.Geophys.Res.* 89, p.4344-4358
- . EUGSTER, H.P. & GUNTER, W.D., (1981): The compositions of supercritical metamorphic solutions, *Bull.Mineral.* 104, p.817-826
- FARZANEH, A. & TROLL, G., (1977): Quantitative Hydroxyl- und H₂O-Bestimmungsmethode für Minerale, Gesteine und andere Festkörper, *Fresenius Zeit. Anal.Chem.* 287, p.43-45
- FEHR, K.T., (1982): Stabilität von Grossular-Hydrogrossular-Mischkristallen in einer binären H₂O-CO₂-Gasphase, *Diss.Univ.München*
- FERRARA, G. et al., (1974): Clinopyroxenite inclusions in the triassic volcanic rocks from Latemar, Predazzo, North Italy, *Rend.Soc.Inst.Min.Petr.* 30, p.167-189
- FERRARA, G. & INNOCENTI, F., (1974): Radiometric age evidence of a triassic thermal event in the Southern Alps, *Geol.Rundschau* 63, p.572-581
- FERRY, J.M., (1976): Metamorphism of calcareous sediments in the Watersville-Vassalboro area, South-central Maine, *Am.J.Sci.* 276, p.841-882
- " & BURT, D.M., (1982): Characterisation of metamorphic fluid composition through mineral equilibria, in: FERRY, J.M. (ed.), *Reviews of mineralogy Vol.10*, p.207-258

- FERRY, J.M., (1983): On the control of temperature, fluid composition, and reaction progress during metamorphism, *Am.J.Sci.* 283a, p.201-232
- FYFE, W.S., PRICE, N.J. & THOMPSON, A.B., (1978): Fluids in the Earth's Crust, Elsevier Scientific Publ.Comp.
- " , TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J., (1962): Metamorphic reactions and metamorphic facies, The Geol. Society of America, Memoir 73
- GALLITELLI, D. & SIMBOLI, G., (1970): Recherche petrografiche e geochemiche sulle rocce del Predazzo e Monzoni, *Min.Petr.Acta* 16, p.221-238
- GANDOLFI, G., (1965): The accessory minerals from Predazzo granite (North Italy). Part II: Amphiboles, Pyroxenes, Epidotes, Ferrierite and Pumpellyite, *Min.Petr.Acta* 11, p.111-121
- GEHRIG, M., (1980): Phasengleichgewichte und PVT-Daten ternärer Mischungen aus Wasser, Kohlendioxid und Natriumchlorid bis 3 kbar und 550°C, Hochschulsammlung Naturwissenschaft, Chemie, 1
- GOLDSMITH, J.R. & HEARD, H.C., (1961): Subsolidus phase relations in the system CaCO_3 - MgCO_3 , *J.Geol.* 69, p.43-61
- GRAF, D.L. & GOLDSMITH, J.R., (1958): Dolomite-magnesium Calcite relations at elevated temperatures and CO_2 pressures, *Geochim.Cosmochim.Acta* 7, p.109-128
- GREENWOOD, H.J., (1967): Mineral Equilibria in the System $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, in: ABELSON, P.H. (ed.), *Researches in Geochemistry* 2, p.542-567
- " , (1969): The compressibility of gaseous mixtures of carbon dioxide and water between 0 and 500 bars pressure and 450° and 800° centigrade, *Am.J.Sci.* 267a, p.191-208
- " , (1973): Thermodynamic properties of gaseous mixtures of H_2O and CO_2 between 450° and 800°C and pressures up to 500 bars, *Am.J.Sci.* 273, p.561-571
- " , (1975): Buffering of pore fluids by metamorphic reactions, *Am.J.Sci.* 275, p.573-593
- GROSS, Sh., (1977): The mineralogy of the Hatrium formation, Israel, *Geol.Surv.Isr.Bull.* 70
- HALL, A.J., (1982): Gypsum as a precursor to Pyrothite in metamorphic rocks, *Mineral.Deposita* 17, p.401-409
- HARKER, R.I. & TUTTLE, O.F., (1955): Studies in the system CaO-MgO-CO_2 , limits of solid solution along the binary join $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$, *Am.J.Sci.* 253, p.274-282

- HAVETTE, A. et al., (1982): Une paragenese inhabituelle a fassaite, melilite et rhönit dans un basalte alcalin contaminé au contact d'un récif corallien (Saint-Leu, Ile de la Reunion), Bull.Mineral. 105, p.364-375
- HELGESON, H.C., (1968): Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions - I. Thermodynamic relations, Geochim. Cosmochim. Acta 32, p. 853-877
- " , (1971): Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions, Geochim. Cosmochim. Acta 35, p. 421-469
- " , (1972): Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions: correction and clarification, Geochim. Cosmochim. Acta 36, p. 1067-1070
- HEUSS-ABBICHLER, S., (1982): Mineralogie und Petrologie des Ca-Al-Si-Skarns (Selle See) der Monzoni-Aureole, Norditalien, Dipl.Arbeit Univ.München
- " , (1987): Mikrotexturen, Reaktionsmechanismen und Stofftransport bei Dekarbonatisierungsreaktionen in Thermoaureolen, Diss.Univ. München
- HIJIKATA, K. & ONUMA, K., (1969): Phase equilibria of the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$ in air, J.Jpn. Assoc.Mineral.Petrol.Econ.Geol. 62, p. 209-217
- HOLLISTER, L.S., (1966): Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model, Science 154, p. 1647-1651
- HÖLZL, E. (1975): Synthese und Stabilität von Titangrandit-Mischkristallen im System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2$, Diss.Univ.München
- HUCKENHOLZ, H.G. et al., (1974): The join $\text{CaSiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ of the $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ quaternary system and its bearing on the formation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes, N.Jb.Mineral.Abh. 121, p.160-207
- " et al., (1977): Gehlenite stability relations in the join $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7\text{-H}_2\text{O}$ up to 10 kbar, N.Jb.Mineral.Abh. 130, p.169-186
- " et al., (1981): Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite. I. The effect of andradite and albite, N.Jb.Mineral.Abh. 142, p. 223-247
- " et al., (1982): Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite. II. The effect of grandite-hydrograndite solid solution, N.Jb.Mineral.Abh. 145, p.1-33

- JOESTEN, R., (1974): Local equilibrium and metasomatic growth of zoned calc-silicate nodules from a contact aureole, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas, *Am. J. Sci.* 273, p. 876-901
- " , (1974): Pseudomorphic replacement of Melilite by Idocrase, *Am. Min.* 59, p. 694-699
- " , (1976): High-temperature contact metamorphism of carbonate rocks in a shallow crustal environment, Christmas Mountains, Big Bend region, Texas, *Am. Min.* 61, p. 776-781
- KERRICK, D. N., CRAWFORD, K. E. & RANDAZZO, A. F., (1973): Metamorphism of calcareous rocks in three Roof Pendants in the Sierra Nevada, California, *J. Petr.* 14, p. 303-325
- " , (1974): Review of metamorphic mixed volatile (H_2O-CO_2) equilibria, *Am. Min.* 59, p. 763-767
- KLEBELSBERGER, R. v., (1935): *Geologie von Tirol*, Berlin
- KORZAK, P. & RAAZ, F., (1967): Verfeinerung der Kristallstruktur von Gehlenit unter Zugrundelegung des Gallium-Gehlenits, *Anz. österr. Akad. Wiss. Sitz., Ber. Math., Naturwiss. Kl.* 13, p. 383-387
- KORZHINSKI, D. S., (1959): Physio-chemical Basis of the Analysis of the Paragenesis of Minerals, *Trans. Consult. Bureau, Inc.* New York
- " , (1970): *Theory of Metasomatic Zoning*, Clarendon Press, Oxford
- KRETZ, R., (1973): Kinetics of the crystallisation of garnet at two localities near Yellowknife, *Canad. Min.* 1, p. 1-20
- KÜHBERGER, A., (1986): Experimentelle Untersuchungen im pseudoternären System Andradit-Titanandradit-Eisenmelanit, unveröff. DFG-Arbeitsbericht
- KULLERUD, G. & YODER, H. S., (1959): Pyrite stability relations in the Fe-S system, *Econ. Geol.* Vol 54, p. 533
- LAPPARENT, A. de, (1864): Sur la constitution géologique du tyrol meridional, *Ann. des Mines ou recueil des Mem. sur l'exploit. des Mines*, Ser. IV, V, VI, Paris
- LEISTNER, H., (1973): Petrographische Untersuchungen an der Kontaktaureole des Monzonits im Gebiet von Monzoni, *Dipl. Arbeit Univ. München*
- " , (1976): Fassait-Stabilität und Fe^{3+}/Al -Verteilung in koexistierenden Fassaiten und Granditen, *Diss. Univ. München*
- LEITMEIER, H., (1941): Aus Predazzo, *Min. Petr. Mitt. N.H.* 52, p. 155

- LEMBERG, J., (1872): Über die Kontaktbildungen bei Predazzo, Zeit.deut.Geol.Ges. 24, p.187-264
- " , (1877): Über Gesteinsumwandlungen bei Predazzo und Monzoni, Zeit.deut.Geol.Ges. 29, p.457-510
- LEONARDI, P., (1967): Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave, Trento
- LEONI, L. et al., (1977): Crystal chemistry of latiumite, Rend.Soc.Ital.Min.Petr. 33, p.531-537
- LOOMIS, T.P., (1975): Reaction zoning of garnet, Contr.Min.Petr. 52, p.285-305
- " , (1978a): Multicomponent diffusion in garnet. I. Formulation of isothermal models, Am.J.Sci. 278, p.1099-1118
- " , (1978b): Multicomponent diffusion in garnet. II. Comparison of models with natural data. Am.J.Sci. 278, p.1119-1137
- " , (1981): An Investigation of Disequilibrium Growth Processes of Plagioclase in the System Anorthite-Albite-Water by Methods of Numerical Simulation, Contr.Min.Petr. 76, p.196-205
- " , (1983): Compositional zoning of crystals: A record of growth and reaction history, in: SAXENA (ed.), Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Springer Verlag
- LOUISNATHAN, S.J., (1970): The crystal structure of synthetic soda melilithe, $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$, Z.Kristallogr. 131, p.314-321
- " , (1971): Refinement of the crystal structure of natural gehlenite, $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Al},\text{Si})_2\text{O}_7$, Canad.Min. 10, p.822-837
- LUCCHINI, F. et al., (1970): Petrochemical research on the triassic volcanic rocks of St.Pellegrino Valley (Moena - North Italy), Min.Petr.Acta 16, p.183-211
- " et al., (1971): K/Rb-ratio in the intrusive rocks of the petrographic province of Predazzo, Min.Petr.Acta 17, p.55-73
- " et al., (1972): Modal and petrochemical study on the Predazzo "Monzonitic rocks", Min.Petr.Acta 18, p.43-82
- " et al., (1973): Inclusi ultrafemici nelle vulcaniti ladiniche dell'area di Predazzo (North Italy), Min.Petr.Acta 19, p.121-135

- LUCCHINI, F. et al., (1976): Mt. Agnello: Un apparato vulcanico a condotto centrale nelle Dolomiti, Min. Petr. Acta 21, p. 221-229
- " et al., (1977): An example of flow differentiation: clinopyroxenite of the Predazzo igneous complex (North Italy), Lithos 10, p. 39-47, Oslo
- " et al., (1978): La clinopirossenite del Complesso Igneo di Predazzo. Un esempio di differenziazione per flusso. Elementi minori et in traccia, Min. Petr. Acta 22, p. 1-11
- " et al., (1982): Il magmatismo triassico dell'area di Predazzo (Alpi Meridionali), in: CASTELLARIN, A. & VAI, G. B. (eds.), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg., Soc. Geol. It., p. 221-229, Bologna
- MANNING, J. R., (1974): Diffusion kinetics and mechanisms in simple crystals, in: HOFFMAN, A. W. et al. (eds.), Geochemical transport and Kinetics, Carnegie Inst. Wash. Publ. 634
- MARZARI-PENCATI, G., (1823): Lagerungsverhältnisse einiger Porphyre und Granit-Gesteine in Süd-Tirol, Leonh. Min. Tasch., Frankfurt/Main.
- MASCH, L., (1977): Die Aureole des Monzoni-Intrusivkomplexes (Norditalien) - ein Modell progressiver Thermometamorphose kieseliger Karbonate, Habil. Arbeit Univ. München
- MASSETTI, D. & NERI, C., (1980): L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali) - Sedimentologia e Paleogeografia, Ann. Univ. Ferrara 7, 1-19
- McCONNELL, D., (1937): The substitution of SiO_4 - und SO_4 -groups for PO_4 -groups in the apatite structure; Ellestadit, the endmember, Am. Min. 22, p. 977-986
- MERCOLLI, J., (1979): Le inclusione fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino), Diss. ETH Zürich, Schweiz
- " , (1982): Le inclusione fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino), SMFM 62, p. 245-312
- METZ, P., (1967): Experimentelle Bildung von Forsterit und Calcit aus Tremolit und Dolomit, Geochim. Cosmochim. Acta 31, p. 1517-1532
- " , (1976): Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites - III. Equilibrium data for the reaction 1 tremolite + 11 dolomite = 8 forsterite + 13 calcite + 9 CO_2 + 1 H_2O , Contr. Min. Petr. 58, p. 137-148

- METZ, P. & TROMMSDORFF, V., (1968): On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites, *Contr.Min.Petr.* 18, p.305-309
- MEYER, K., (1977): *Physikalisch-chemische Kristallographie*, VEB, Leipzig
- MORANDI, N. et al., (1969): Sull'artinite di Canzoccoli, Predazzo, *Min.Petr.Acta* 15, p.77-91
- " et al., (1977): Mineralogy and geochemistry of the contact-minerals in the Predazzo-Monzoni area. Part I. The fassaite (Monzoni), *Min.Petr.Acta* 21, p.119-135
- " et al., (1977): Mineralogy and geochemistry of the contact minerals in the Predazzo-Monzoni area. Part II. The Predazzo fassaite and revision of the fassaite crystal-chemistry, *Min.Petr.Acta* 21, p.189-219
- " et al., (1979): Ritrovamento di scapolite in un'area di contatto dei Monzoni, *Atti.Acc.Naz.Lincei, Rend.Cl.fis.mat., serie VIII, LXVI*, n.5, p.423-428
- " et al., (1979): Ritrovamento di epidoto comme prodotto di trasformazione idrotermale del monzogabbro di Canzoccoli (Predazzo), *Atti.Acc.Naz.Lincei, Rend.Cl.fis.mat., serie VIII, LXVI*, n.6, p.570-575
- " et al., (1979): Assoziations di silicati di Ca in un'aureola di contatto del Lago delle Selle, (Mti. Monzoni), *Rend.Soc.Min.Petr.Ital.* 35, p.767-779
- MORTEN, L., (1980): Mineral chemistry of ultramafic inclusions from the Predazzo volcanic rocks, Dolomite region, North Italy, *N.Jb.Min.Abh.* 138/3, p.259-273
- MÜLLER, G. & SCHNEIDER, A., (1971): Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks, *Contr.Min.Petr.* 31, p.178-200
- OGILVIE GORDON, M.M., (1902/03): The geological structure of Monzoni and Fassa: *Edinb.Geol.Soc., Trans.* 8
- " (1927): Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten, *Abh.d.Geol.Bundesanst.*, 24, Heft I, 2, Wien
- OKAMURA, J. P. et al., (1974): Structure and crystal chemistry of Calcium-Tschermaks-Pyroxene CaAlAlSiO_6 , *Am.Min.* 59, p.549-557
- OLESCH, M. & SEIFERT, F., (1975): Stability and phase relations of trioctahedral calcium brittle micas (clintonite group), *J.Petrol.* 17, p.291-314

- PAGANELLI, L. et al., (1964): The Predazzo granite, North Italy, *Min.Petr.Acta* 10, p.57-79
- " et al., (1965): The feldspars from Predazzo granite, *Min.Petr.Acta* 11, p.91-109
- " et al., (1967): Studio petrografico della massa "Sienitica" di Doss Capello presso Predazzo (Italia settentrionale), *Min.Petr.Acta* 13, p.175-193
- " et al., (1967): Studio petrografico degli affioramenti sienitici del Mte.Mulat (Predazzo-Italia settentrionale), *Min.Petr.Acta* 13, p.195-215
- PEACOR, D.R., (1967): Refinement of the crystal structure of a pyroxene of formula $MiMg(Si_{1.5}Al_{0.5})O_6$, *Am.Min.* 52, p.31-41
- PENK, W., (1911): Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. Mit einer geologischen Karte 1:25000, *N.Jb.Min.Geol.Paläont., Beil.-Bd.* 32, p.239
- PFEIFFER, H.R., (1979): Fluid-Gesteins-Interaktion in Ultramafiten der Zentralalpen, *Diss.ETH Zürich*
- PITCHER, W.S. & FLINN, G.W., (eds.), (1965): Controls of metamorphism, Oliver & Boyd, Edinburgh and London
- PRATT, H.R. et al., (1977): In situ and laboratory measurements of velocity and permeability, in: HEACOCK, J.G. (ed.), *The Earth's Crust, Geophys.Monogr.Ser.* 20, AGU, Wash.D.C., p.215-231
- PRIGOGINE, I. & STENGERS, I., (1981): Dialog mit der Natur, Piper, München
- PUHAN, D., (1979): Petrographie und Geothermometrische Untersuchungen an silikatführenden Dolomit-Calcit-Marmoren zur Ermittlung der Metamorphosebedingungen im Zentral-Damara-Orogen (SW-Afrika), *Habil.-Arbeit Univ.Göttingen*
- RAAZ, F., (1930): Die Struktur des synthetischen Gehlenit, $2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$, *Anz.Akad.Wiss.Wien, Math.Naturwiss. Kl.* 18, 203
- RAMBERG, H. & DeVORE, G., (1951): The distribution of Fe^{2+} and Mg in coexisting olivines and pyroxenes, *J.Geol.* 59, p.193-210
- RATH, G.v., (1875): Beiträge zur Petrographie- II. Über die Gesteine des Monzoni, *Zeit.Deut.Geol.Ges.* 27, p.343-402
- REVERDATTO, V.V. et al., (1970): PCO_2 -T-evolution and origin of zoning in melilite during the regressive stage of contact metamorphism in carbonate bearing rocks, *Contr.Min.Petr.* 70, p.203-208

- RICE, J.M., (1977a): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana, *Contr.Min.Petr.* 59, p.237-259
- " , (1977b): Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana, *Am.J.Sci.* 277, p.1-24
- " , (1979): Petrology of clintonite-bearing marbles in the Boulder aureole, Montana, *Am.Min.* 64, p.519-526
- " , (1980): Phase equilibria involving Humite minerals in impure limestones.- Part I., *Contr.Min.Petr.* 71, p.219-235
- " , (1980): Phase equilibria involving Humite minerals in impure limestones.- Part II., *Contr.Min.Petr.* 75, p.204-223
- " & FERRY, J.M., (1982): Buffering, Infiltration, and the Control of Intensive Variables during Metamorphism, in: FERRY, J.M. (ed.), *Reviews in Mineralogy Vol.10*, Min.Soc.Am.
- RICH, R.A., (1979): Fluid inclusion evidence of Silurian evaporites in southeastern Vermont, *Geol.Soc.Am.Bull.* 90, p.1628-1643
- RICHTHOFEN, F.J., v., (1860): *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St.Cassian und der Seiser Alpen in Südtirol*, Gotha
- RIDLEY, J. & THOMPSON, A.B., (1986): The role of mineral kinetics in the development of metamorphic microtextures, in: WALTER, J.V. & WOOD, B.J. (eds.), *Fluid-Rock Interactions during Metamorphism*, *Adv.Phys.Geochem.* 5, p.154-193
- RUBIE, D.C., (1986): The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism, *Min.Mag.* 50, p.399-415
- RUCKLIDGE, J.C. et al., (1975): The crystal structure of three canadian vesuvianites, *Can.Min.* 13, p.15-21
- SCHMALSLÄGER, U., (1982): Rb/Sr-Mineralalter am Kontakt Monzonit/Quarzporphyr, Toal da Masson, Pellegrinopass, Norditalien, Dipl.Arbeit Univ.München
- SCHUILING, R.D. & VINK, B.W., (1967): Stability relations of some titanium-minerals (sphen, perovskite, rutile, anatase), *Geochim.Cosmochim.Acta* 31, p.2399-2411
- SCRIBANO, V. & CRISTOFOLINI, R., (1980): Cristallizzazione di una massa magmatica, in base all'esame di strutture cumulitiche in rocce femiche dei Mti. Monzoni, *Rend.Soc.It.Min.Petr.* 36, p.123-137

- SEIBERL, W., (1986): Experimentelle Skapolith-Bildung unter dem P-T-Regime der Unterkruste, Dipl.Arbeit Univ.München
- SKIPPEN, G.B., (1971): Experimental data for reactions in siliceous marbles, *J.Geol.* 79, p.457-481
- " , (1974): An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble, *Am.J.Sci.* 274, p.487-509
- " & TROMMSDORFF, V., (1975): Invariant phase relations among minerals on T-X-fluid-sections, *Am.J.Sci.* 275, p.561-572
- SLAUGHTER, J., KERRICK, D.M. & WALL, V.J., (1975): Experimental and thermodynamic study of equilibrium in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, *Am.J.Sci.* 275, p.143-162
- SMITH, J.V., (1953): Reexamination of the crystal structure of melilite, *Am.Min.* 38, p.643
- SPICKER, G., (1987): Aufklärung der Petrogenese des Monzoni Intrusiv-Komplexes, Südtirol, unveröff. DFG-Forschungsbericht
- SPRY, A., (1969): Metamorphic Textures, Pergamon Press, Oxford
- STUDER, B., (1929): Beiträge zur Kenntnis einiger Teile der Südalpen, Leonh.Min.Tasch.
- TAKENOUCHI, S. & KENNEDY, G.C., (1964): The binary system $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ at high temperatures and pressures, *Am.J.Sci.* 262, p.1055-1074
- " " , (1965): The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures, *Am.J.Sci.* 263, p.445-454
- THIELKE, E.R., (1978): Stabilität von Gehlenit-Akermanit-Mischkristallen bei niederem Druck, Dipl.Arbeit Univ.München
- THOMPSON, A.B., (1975): Calc-cilicate diffusion zones between marble and pelitic schists, *J.Petrol.* 16II, p.314-346
- " & RUBIE, D.C., (1985): Metamorphic Reactions, Kinetics, Textures and Deformation, *Advances in Phys.Geochem.*, Vol.4, Springer Verlag
- THOMPSON, J.B., Jr. (1959): Local equilibrium in metasomatic processes, in: ABELSON, P.H. (ed.), *Researches in Geochemistry*, 1, p.427-457, Wiley
- " (1970): Geochemical reaction and open systems, *Geochim.Cosmochim.Acta* 34, p.529-551

- TILLEY, C.E. & HENRY, N.F.M., (1952): Latiumite (sulphatic potassium-calcium-aluminium silicate), a new mineral from Albano, Latium, Italy, *Min.Mag.* 30, p.39-45
- TÖDTHEIDE, K. & FRANK, E.U., (1963): Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve in Kohlendioxid-Wasser, bis zu Drucken von 3500 bar, *Z.Phys.Chem.N.F.* 37, p.387-401
- TRACY, R.T., (1978): Monticellite marble at Cascade Mountain, Adirondack Mountains, New York, *Am.Min.* 63, p.991-999
- " , (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals, in: FERRY, J.M. (ed.), *Characterisation of Metamorphism through mineral equilibria, Reviews in Mineralogy* 10, p.355-597
- TROMMSDORFF, V., (1972): Change in T-X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the Central Alps, *SMMP* 52, p.567-671
- " , SKIPPEN, G., ULMER, P., (1985): Halite and Sylvite solid inclusions in high grade metamorphic rocks, *Contr.Min.Petr.* 89, p.24-29
- TURNER, F.J., (1981): *Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill Book Company
- ULMER, P., (1982): Monticellite-clintonite bearing assemblages at the southern border of the Adamello-Massif, *Rend.Soc.Ital.Min.Petr.* 38, p.617-628
- VALLEY, J.W. & ESSENE, E.J., (1980): Akermanite in the Cascade Slide Xenolithe and its significance for regional metamorphism in the Adirondacks, *Contr.Min.Petr.* 74, p.143-152
- " & ESSENE, E.J., (1985): Crystal chemistry of a Mg-Vesuvianite and implications of phase equilibria in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, *J.Metam.Geol.* 3, p.137-153
- VARDABASSO, S., (1930): *Carta geologica del territorio erratico di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa*, Padova
- WALDBAUM, D.R. & WOODHEAD, J.A., (1974): Thermodynamic and crystallographic properties related to Al-Si-Mg ordering in $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7\text{-Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ melilite crystalline solutions, *Fortschr.Min.* 52 (Spec.Vol.: Papers&Proc. 9th Gen.Meeting I.M.A., Berlin), p.119-131
- WALTER, J.V. & ORVILLE, P.M., (1982): Volatile production and transport in regional metamorphism, *Contr.Min.Petr.* 79, p.252-257

- WALTER, J. V. & WOOD, B. J., (1986): Mineral-Fluid Reaction Rates, Adv. Phys. Geochem. Vol. 5, p. 194-212
- WARNER, R. D. & LUTH, W. C., (1973): Two-Phase data for the join monticellite (CaMgSiO_4) - forsterite (Mg_2SiO_4): Experimental results and numerical analyses, Am. Min. 58, p. 998-1008
- WARREN, B. E., (1930): The structure of melilite $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Al})_1(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7$, Zeit. Krist. 74, p. 131-138
- WASSERMANN, A., (1982): Stabilitätsbedingungen von Akermanit ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) - Gehlenit ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$) Mischkristallen in Gegenwart einer binären $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ Gasphase, Diss. Univ. München
- WEBER, M., (1899): Petrographische Untersuchungen im Monzongebiet. Die Kontaktverhältnisse vom Monzonital nach Allochet, Diss. Univ. München
- WINKLER, H. G. F., (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer Verlag
- WHITE, J. C. & WHITE, S. H., (1981): On the structure of grain boundaries in tectonites, Tectonophysics 78, p. 613-628
- WOOD, B. J. & WALTER, J. V., (1986): Fluid Flow during Metamorphism and Its Implications for Fluid-Rock Ratios, Adv. Phys. Geochem. Vol. 5, p. 89-108, Springer Verlag
- YARDLEY, B. W. D., (1986): Fluid Migration and Veining in the Connemara Schists, Ireland, Adv. Phys. Geochem. Vol. 5, p. 109-131
- YODER, H. S., Jr. (1973): Melilite stability and paragenesis, Fortschr. Min. 50, p. 140-173

6. ANHANG

6.1 ABKÜRZUNGEN

Thermodynamische und physikalische Größen

Minerale			
Ak	Akermanit	α	thermischer Ausdehnungskoeffizient
An	Anorthit	a_i	Aktivität der Komponente i
Andr	Andradit	A	stöchiometrischer Koeffizient
Br	Brucit	c_i	Konzentration der Komponente i
CaTS	Ca-Tschermaks-Pyroxen	∇C	zeitunabhängiger Konzentrationsgradient
Cc	Calcit	d	Bruchbreite, bzw. Korngrenzabstand
Clint	Clintonit	D	Diffusionskoeffizient
Cpx..	Klinopyroxen-Mischkristall	f_i	Fugazität der Komponente i
Di	Diopsid	g	Erdbeschleunigung
Do	Dolomit	H_R	Reaktionsenthalpie
Ep	Epidot	h	Schichtdicke
FeTS	Fe-Tschermaks-Pyroxen	J	Materialfluß
For	Forsterit	J_a	Fluidmobilität
Gehl	Gehlenit	J_v	Volumenfluß
Gro	Grossular	k	Permeabilität
Lat	Lätiumit	K	Boltzmann-Konstante
Mel..	Melilit-Mischkristall	K_D	Nernst'scher Verteilungskoeffizient
Mei	Meionit	K.E.	Kontaktentfernung
Mtc	Monticellit	K_a	thermischer Diffusionskoeffizient
Parg	Pargasit	l	Bruchlänge
Per	Periklas	n_i	Anzahl der Mole von Komponente i
Phlo	Phlogopit	μ_i	chemisches Potential von Komponente i
Pws	Perowskit	η	Viskosität
Pyrrh	Pyrrhotin	P_{lith}	Lithostatischer Druck
Qz	Quarz	P_{fl}	Fluid-Druck
Sodamel(Soda)	Sodamelilith	P_{eff}	Effektiver Druck
Sp	Spinell	r	Radius
Tc	Talk	R	Gaskonstante
Ti-Andr	Titanandradit	R_n	Rayleigh-Zahl
Tr	Tremolit	S	Dichte
Trem..	Tremolit-Mischkristall	S_R	Reaktionsentropie
Ves..	Vesuvian-Mischkristall	SCF	Überkritisches Fluid
Wlk	Wilkeit	T	Temperatur
Wo	Wollastonit	V_R	Reaktionsvolumen
		V_{mol}	Molvolumen
		X_{Ak}	Molenbruch Ak/(Ak+Gehl)
		X_{CO_2}	Molenbruch $CO_2/(CO_2+H_2O)$
		X_{Mg}	Molenbruch Mg/(Mg+Al)

6.2 PROBENLISTEN

X = Hauptgemengteil

x = Nebengemengteil

Tit = Titanit

R = retrograde Bildung

A = Adern

Bio = Biotit

Probenliste - Canzoccoli

Proben-Nr.	Vontakt-entf. (m)	Cc	Do	Oz	Tc	Trem	Cpx	Mel	Fe	Serp	Mtc	Sp	Wo	Per	Br	Pws	Gro	Ves	Ep	Lat	Wilk	Rut	Phlo/	An	Akf	And
																										Clint
1122	260	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1095- u	140	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
a	↓	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
k	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
i	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
e	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
d	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
b	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
a	64	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1091- a	60	X	X	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1090- (-3)	100	A	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
(-2)	↓	A	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
(-1)	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1	70	X	X	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
2	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
3	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
4	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
6	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
7	↓	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
8	46	X	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
9	↓	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
10	5	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1089- d	5	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1127- a	5	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1048	5	X	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1121- a	225	.	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.
b	230	.	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.
1128- a	20	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.
b	16	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.
1011- b	3	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.
1130	225	X	X	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1123	185	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1124	160	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1125- a	155	X	X	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
b	155	X	X	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
c	155	X	X	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1127- a	35	X	.	.	.	.	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
c	35	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1087- b	50	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
d	↓	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
e	↓	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
f	↓	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
g	40	X	.	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1120	40	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1119	30	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1118	30	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1011 12/1	26	X	.	.	.	.	.	X	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
12/2	26	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
12/3	26	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Probenliste - Le Coronelle

Proben-Nr.	Kontakt-entf. (m)	Cc	Co	Oz	Tc	Trem	Cpx	Mel	Fo	Serp	Htc	Sp	Wo	Per	Br	Pws	Gro	Ves	Ep	Lat	Wlk	Rut	Fhlo/	An
																							Clint (Pseudo)	
1001	90	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	A
1000-9	57	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.
8	↓	X	.	.	.	.	.	.	X-r	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
6	↓	X	.	.	.	.	.	.	X-r	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
3	↓	X	.	.	.	.	.	.	X-r	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
4	↓	X	.	.	.	.	.	.	X-r	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
3	↓	X	.	.	.	.	.	.	X-r	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
2	36	X	x	.	.	.	.	.	X-r	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1051	46	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
1052	30	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
1002-2	45	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	X	.
4	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	X	.	X
5	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	X	.	.
6	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	X	.	.
7	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	X	.	.
9	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	.	.	.
10	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	.	.	.
11	24	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	X
1003-16	18	.	.	.	.	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
14	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
12	↓	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.
10	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
9	↓	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
8	↓	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
7	↓	X	.	.	.	.	X	x	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
3	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
2	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
1	0	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
1004-13	90	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
12	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
11	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
10	64	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
1054	↓	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	.	.	.
1004-8	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	R	R	.	.	.	.	X	.
7	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	.	.	.
6	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	R	.	.	.	.	.	.
1053	52	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	X	.
1004-5	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	x	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	X	.
4	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
3	↓	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
2	↓	X	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1	0	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1131	285	X	X	.	.	.	.	.	Y	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1056	265	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
1055	260	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
1133	248	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1136	240	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	x	.	.	.	.	.	.
1058	80	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
1057	30	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	x	.	.	.	.	R	.	.	.	.	.	.	.
1065	15	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1005-1	500	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
2	420	X	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.
4	"	X	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.
6	"	X	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
7	300	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.
9	82	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
8	67	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	X
10	15	X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Probenliste - Monzoni-Ost

Proben-Nr.	Kontakt-entf.(m)	Cc	Dz	Tc	Tren	Cpx	Mel	Fo	Serp	Mtc	Sp	Wo	Per	Br	Pws	Gro	Ves	Ep	Lat	Wilk	Rut	Phlo/Fsp	Skapo	
		Clint																						
SKYTH:																								
1066-e	680	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	X	.
g	675	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.
h	"	X	.	X	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	
i	678	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X
1067-a	672	X	.	X	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.
1068-a	630	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.
1071-b	540	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.
1072-a	520	X	.	X	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	X	X	.
d	"	X	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.
1099	385	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1074-a	380	X	.	X	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	X	.
b	"	X	X	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.
c	"	X	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.
1075-a	360	X	.	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.
b	"	X	.	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
c	"	X	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1078	340	X	.	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.
1100	320	X	X	.	X	X	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.
1076	315	X	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.
1079	295	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1080-a	290	X	.	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
b	2	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1101	270	X	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1102	250	X	X	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.
1104-a	230	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
d	210	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
f	190	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1103-a	225	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
c	210	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
e	205	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1109	165	X	.	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1110-b	145	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1114	135	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1105-h	180	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
g1	↓	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
g2		X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
f		X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
d		X	.	.	.	.	.	.	X-R	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.
b		X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	X	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
a	55	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.
1111	100	X	X	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1113	"	X	X	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1112-a	50	X	X	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
b	"	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	.	.
SAN:																								
538	770	X	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
537	600	X	X	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
L 106	570	X	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
535	540	X	X	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
544	440	X	X	.	X	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
545-a	280	X	X	.	.	.	.	.	X	.	X	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
b	270	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
c	267	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
d	266	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
e	265	X	X	.	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	X-R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Fortsetzung Probenliste - Monzoni-Ost

Proben-Nr.	Kontaktentf. (m)	Cc	Do	Oz	Tc	Trem	Cpx	Mel	Fo	Serp	Mtc	Sp	Wo	Per	Br	Pws	Gro	Ves	Ep	Lat	Milk	Rut	Phlo/ Clint	Fsp	Skapo
545- f	264	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
g	262	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
h	260	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
i	250	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
l	245	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
m		X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
n		X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
o		X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
q		X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
u		X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
v		X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
y	145	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1106- c	100	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
e	50	X	X	.	.	.	.	.	X	R	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1107- a	50	X	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.

Probenliste - Malinverno, Toal da Masson

Proben-Nr.	Kontaktentf. (m)	Cc	Do	Oz	Tc	Trem	Cpx	Mel	Fo	Serp	Mtc	Sp	Wo	Per	Br	Pws	Gro	Ves	Ep	Lat	Milk	Rut	Phlo/ Clint	Fsp	Skapo
448	197	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
39	182	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
414	170	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
46	115	X	.	.	.	.	.	.	X	R	.	.	.	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
311	82	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
45	54	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
42	54	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	.	.	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.
314	12	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
603	10	X	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
1020- 4	20	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	X	.	X
3		X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.
2		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.
1	5	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.
249	14	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
467	5	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
245	5	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1019- 5	13	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.
4	9	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	.	X	.	.	.
3	4	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	.	.	.
2	2	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	X	.	.
1	0.5	X	.	.	.	.	X	.	X	R	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
1030-14	33	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
13		X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	.	.	.
12		X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.
11		X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	.	.	.
10		X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
9	25	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
8		X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
7		X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
6		X	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	.	.	.
5		X	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
4	12	X	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
3		X	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	X	.	.	X	.	.	.	.	.
2		X	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.
1	5	X	.	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	Tit	.	.
664- a	17	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	X	.	X	.	.	.	.	.

Fortsetzung Probenliste Malinverno, Toal da Masson

Proben-Nr.	Kontakt- entf. (m)	Cc	Do	Oz	Tc	Trem	Cpx	Mel	Fo	Serp	Mt	Sp	Wo	Per	Br	Pws	Gro	Ves	Ep	Lat	Wilk	Rut	Phlo/ Clint	Fsp	Skapo
257	0.5	X	.	.	.	.	.	.	X	X	R	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
390-20	45	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
18		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	X	.	.
15		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.
13	27	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	X
12	23	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
11	15	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	X	X	.	X	.	.
1029-4	30	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
3		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	.	.	.
2		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	X	.	.	.	.	.
1	25	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	.	.	.
1018-6	25	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
5		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	X
4		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	.	X	.	X
3	22	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	X
2		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
1	18	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
1028-4	18	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
3		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
2		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
1	16	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	.	.	.
1027	14	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.
1026-1	10	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.
1017	15	X	.	.	.	.	X	X	R	.	.	X	X	.	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
1016-5	5	X	.	.	.	.	X	X	R	.	.	X	X	.	R	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
4		X	.	.	.	.	X	X	R	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
3		X	.	.	.	.	X	X	R	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	X	.	.
2		X	.	.	.	.	X	X	R	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
1	1	X	.	.	.	.	X	X	R	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
1015-1	Scholle	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	X	.	.
2		X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	X	.	.
3	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	X	.	.
4	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	X	.	.
5	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	X	.	X	.	.	.
6	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	X	.	.	.
7	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	X	X	.	.	X	.	.	.
8	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.	.
9	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	X	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
1014-1	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
2	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	X	.	.
3	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.
4	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	X	.	.	.
7	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.
463	"	X	.	.	.	.	X	X	.	.	.	X	X	.	.	.	.	X	.	.	.	.	.	.	.

6.3 METHODIK

6.3.1 Mineralanalysen

Die Minerale wurden fast ausschließlich mit der Elektronenmikrosonde des Instituts für Kristallographie und Petrographie der ETH-Zürich (Computerauswertung mit Programm COMIC, SOMMERAUER 1977) durchgeführt. Für die freundliche Genehmigung danke ich Herrn Prof. Dr. V. Trommsdorff, für die überaus wertvolle technische Unterstützung danke ich besonders herzlich Herrn Dr. J. Sommerauer.

Gerät: Wellenlängendispersive ARL-SEMQ-Elektronenmikrosonde mit 4 Spektrometern und energiedispersivem Zusatzgerät (EDS)

Detektorkristalle: LIF, PET, RAP, ADP

Folgende Elemente wurden auf der EDS gemessen:

Al, Si, Fe, K (teils auch mit PET), Ca (teils auch mit PET), Mn (teils auch mit LIF)

Die Korrektur der für Untergrund, Drift und Totzeit korrigierten "first-approximation"-Daten erfolgte für Ordnungszahl, Absorption und Fluoreszenz mit ZAF, Programm EMMA (GUBSER & SOMMERAUER, 1976) über das Rechenzentrum der ETH (Zwillingssystem CDC 6400 und 6540 und ein angehängter CYBER 174).

Als Anregungsspannung wurde 15 KV für die Silikate, bzw. 10 KV für die Karbonate gewählt, der Probenstrom betrug 20, bzw. 30 mA. Die Zählzeit sowohl für die Standards als auch für die Proben betrug durchweg 20-30 sec. Nach jeweils 20-30 Messungen wurden sämtliche Standards überprüft und wenn nötig neu standardisiert, sodaß immer optimale Meßbedingungen herrschten.

Einige wenige Analysen wurden mit der Mikrosonde der Universität Tübingen durchgeführt, sie sind mit einem * gekennzeichnet. Diese Analysen sind korrigiert nach der Methode von BENCE & ALBEE (1963).

Um einen Eindruck des Unterschieds zwischen der Korrektur nach BENCE & ALBEE und mit ZAF-EMMA zu erhalten, dient folgende Analyse.

Probe 390-11, Melilith 1			
	Gew. %	Bence&Albee	ZAF-Emma
Al ₂ O ₃	9.28	10.57	10.44
SiO ₂	36.68	39.51	40.17
MgO	8.33	9.54	9.61
CaO	38.57	38.78	38.70
FeO	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.59	1.38	1.38
Summe	94.45	99.78	100.30

Normberechnungen:

- Melilith: Berechnet mit dem Programm "NORM" (ULMER,1986) $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verteilung wurde mit Ladungsausgleich bestimmt. Normierung auf 14 Kationenvalenzen (O_7), Endgliederverteilung.
- Klinopyroxen: Programm "NORM" (ULMER,1986), $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verteilung mittels Ladungsausgleich, Normierung auf 12 Kationenvalenzen (O_6), Endgliederverteilung.
- Forsterit/Monticellit: Programm "NORM" (ULMER,1986), Eisen wird durchweg als Fe^{2+} angenommen. Die Normierung erfolgt auf 8 Kationenvalenzen (O_4)
- Granat: Programm "NORM" (ULMER,1986), $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -verteilung nach Ladungsausgleich. Normierung erfolgt auf 24 Kationenvalenzen (O_{12}), Endgliederverteilung.
- Glimmer: Eisen wird alles als Fe^{2+} gerechnet, Normierung auf 44 Kationenvalenzen ($\text{O}_{20}(\text{OH})_4$)
- Wollastonit: Normierung auf 6 Kationenvalenzen (O_3)
- Spinell: Eisen wird alles als Fe^{2+} gerechnet, die Normierung erfolgt auf 8 Kationenvalenzen (O_4).
- Perowskit: Eisen alles als Fe^{2+} gerechnet, normiert auf 10 Kationenvalenzen.
- Vesuvian: Eisen alles als Fe^{2+} gerechnet, normiert auf 147.5 Kationenvalenzen (RUCKLIDGE, 1975).
- Latiumit: Normiert auf 50 Kationenvalenzen (TILLEY, 1952).

6.3.2 Gesamtgesteinsanalysen

Ein Teil der Analysen (Proben von Predazzo, Analysenblock A), wurde mittels Röntgenfluoreszenz am Philips-Sequenz-Spektrometer 1450 (Eidgenössische Materialprüfungsanstalt, Dübendorf, Schweiz) durchgeführt. Die Eichung erfolgte mit internationalen Standards (US.Geol.Survey und NIM-Serie), sowohl für die Hauptelemente, als auch für die Spurenelemente. Die Auswertung (Matrix-, Untergrund- und Massenabsorptionskorrektur) erfolgten mit den Programmen CPSFIT und AUSWER (DIETRICH, OBERHANSLI und WALPEN, 1976), sowie ZANKE (NISBET, DIETRICH, ESENWEIN und NIEVERGELT, 1978). Hierfür danke ich Herrn Prof.Dr.V.Dietrich herzlich. Die Genauigkeit der Spurenanalysen dürfte ca. $\pm 2\text{ppm}$ für Werte unter 100ppm und $\pm 5\text{-}10\text{ppm}$ für Werte über 100ppm liegen.

Für diese Gesamtgesteinsanalysen wurden die CO_2 -Werte mit Hilfe coulometrischer Titration ermittelt. Hierbei wird die Probe in einem einseitig offenen Verbrennungsröhr (Verschluß=Sauerstoffüberhang) verbrannt. Die Verbrennungsgase werden in ein mit Barium-Perchlorat-Lösung gefülltes Kathoden-Absorptionsgefäß geleitet, das durch ein Diaphragma leitend mit einem Anodengefäß gleicher Füllung verbunden ist. Mittels Elektrolyse wird die Lösung im Titriergefäß auf einen $\text{pH}=10$ gebracht (= Ausgangs- und Endpunkt einer jeden Analyse). Wie aus dem Gleichungsschemen in Abb.88 ersichtlich, wird durch das CO_2 der Probe im Kathodengefäß $\text{Ba}(\text{OH})_2$ aufgebraucht und BaCO_3

ausgefällt. Durch die Potentialänderung erfolgt automatische Rücktitration im Anodengefäß, durch elektrolytische Erzeugung von $\text{Ba}(\text{OH})_2$. Die hierzu benötigte Strommenge ist eine absolute Meßgröße für den Kohlenstoff- und damit CO_2 -Gehalt der Probe. Als Standard wurde CaCO_3 mitgemessen, wobei sich 99.46% CaCO_3 ergaben. Das bedeutet die Messungen sind mit einem durchschnittlichen Fehler (je nach C-Konzentration) von 1-2% behaftet.

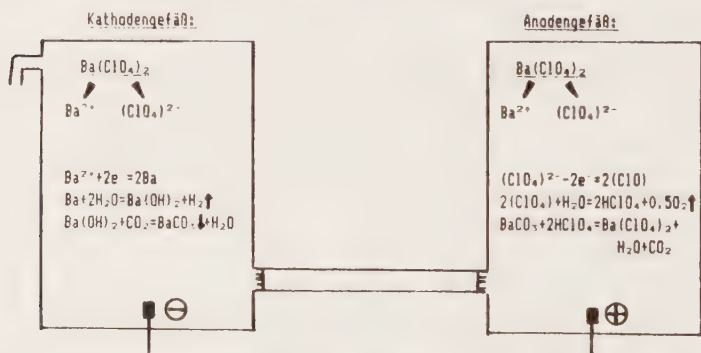


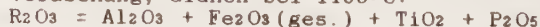
Abb. 88

Die übrigen Gesamtgesteinsanalysen (Proben von Monzoni, Analysenblock B) wurden von Herrn Dipl.Chem.T.Dorfner im chemischen Labor des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der LMU München durchgeführt.

Gravimetrie:

SiO_2 : Na_2CO_3 -Aufschluß, Auslaugung und Fällung des SiO_2 mit HCl , Filtration der Kieselsäure, Veraschung, Glühen bei 1050°C ; Ermittlung des SiO_2 durch Differenzwägung nach Abrauchen mit HF .

Al_2O_3 : $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluß, Fällung von Al^{3+} (einschließlich Fe^{3+} , Ti^{4+} und P^{5+}) mit NH_3 -Lösung ($\text{pH}=7.5$), Veraschung, Glühen bei 1100°C :



Volumetrie:

FeO : $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluß unter CO_2 -Schutzgas, Bindung der überschüssigen HF mit H_3BO_3 , Titration mit $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ -Lösung und potentiometrischer Endpunktbestimmung (Potentiograph METROHM E336 und Titrationsstand E436E).

CaO, MgO : Aliquote aus $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluß, Zusatz von Triethanolamin, komplexometrische Titration (EDTA -Lösung.) mit photometrischer Endpunktbestimmung durch Methylthymolblau (Spectrocolorimeter METROHM E1009 und Titratorkombination wie bei FeO ; CaO -Bestimmung bei $\text{pH}>12$, MgO indirekt aus $\text{Ca}+\text{Mg}$ -Titration bei $\text{pH}=10$).

$\text{H}_2\text{O}(\text{ges.})$: Pyrolyse im LECO-Induktionsofen mit Cu -Granulat, PbCrO_4 , CuO im trockenen N_2 -Strom, Titration im KARL FISCHER Titrator METROHM E452.

Lösungsphotometrie:

Aliquote aus $\text{HF}/\text{H}_2\text{SO}_4$ -Aufschluß, Extinktionsmessung mit Filterphotometer C. ZEISS ELKO II.

Fe_2O_3 : Bildung des rotviolettten Fe -Thioglykolsäurekomplexes im alkalischen (NH_3), Spektralfilter = 530nm .

- TiO₂: Bildung des gelben Ti-Tiron-Komplexes, Reduktion von Fe³⁺ durch Natriumdithionit, Pufferzusatz Ammoniumacetat/Essigsäure, Spektralfilter = 420nm.
P₂O₅: Bildung eines gelben Heteropolysäure-Komplexes mit Molybdovanadat-Lösung, Spektralfilter = 420nm.
MnO: Maskierung von Fe³⁺ durch H₃PO₄, Oxidation mit KIO₄ zu violetterm Permanganat, Spektralfilter = 530nm.

Flammenphotometrie:

Na₂O, K₂O: Aliquote aus HF/H₂SO₄-Aufschluß, Verdünnung auf Meßkonzentration <1ppm, Cs₂SO₄ als Ionisationspuffer, (Na)=589.0nm, (K)=766.5nm (Spektralphotometer JARREL ASH 82-001)

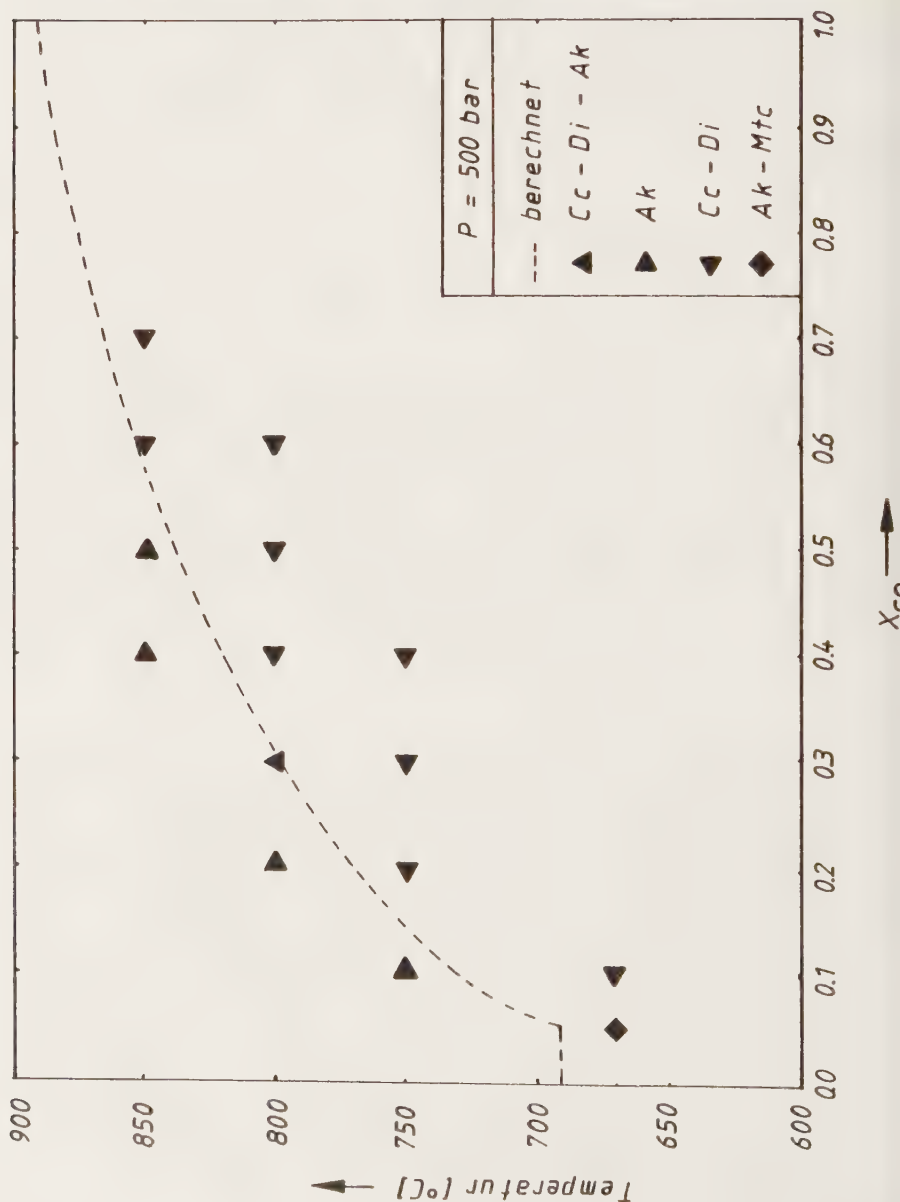
6.3.3 Computer-Auswertung:

Name	Sprache	Autor (Jahr)	Zweck
AUSWER	Fortran	DIETRICH et al. (1976)	Berechnung und Korrektur der XRF-Daten für Hauptelemente
COMIC	Basic	SOMMERAUER(1977)	Elektronenmikrosonden-steuerung
CPSFIT	Fortran	DIETRICH et al. (1976)	Verarbeitung von XRF-Daten für Haupt- und Spurenelemente
EMMA	Fortran	GUBSER & SOMMER-AUER (1974ff.)	Korrektur für Mikrosonde-Daten, Mineralformelberechnung, usw.
NORM	Fortran	ULMER (1986)	Berechnung von Mineralnormen
REACT	Fortran	PERKINS & REUSSER (1986)	Berechnung von Gleichgewichtskurven in P/T/Xco ₂ -Diagrammen
ZONKE	Fortran	DIETRICH et al. (1978)	Korrektur und Berechnung von Spurenanalysen aus XRF-Daten

6.3.4 Experimentelle Untersuchungen zur Melilithbildung

Alle Versuche wurden in der Hydrothermalanlage des Min.-Petr.-Inst. der LMU München durchgeführt. Als Ausgangsmaterial diente ein Ak₁₀₀-Kristallinat aus Mischungen von CaCO₃-MgO-SiO₂ (WASSERMANN, 1982). Dieses Material wurde 7 Tage einer Temperatur von 850°C, einem Druck von 0.5 kb und einem Xco₂=0.5 ausgesetzt. Danach konnte optisch und röntgenographisch ein Phasengemisch aus Akermanit, Diopsid und Calcit festgestellt werden. Dieses dreiphasige Gemisch wurde als Ausgangsmaterial für alle folgenden Experimente zur Ermittlung der Gleichgewichtskurve Cc + Di ⇌ Ak + CO₂ im T-Xco₂-Diagramm für einen Druck von 0.5 kb verwendet, d.h. die Versuche wurden alle reversibel durchgeführt. Zur Xco₂-Einstellung wurden für Werte von 0.0 bis 0.5 entsprechende Mischungen aus H₂O und Oxalsäuredihydrat hergestellt, für höhere Xco₂-Bereiche bis 0.7 wurden H₂O und Silberoxalat gemischt. Als Anhaltspunkt für den jeweiligen T-Xco₂-Versuchsbereich wurde die vorher

thermodynamisch berechnete und von Versuchen bei höheren Drücken extrapolierte Gleichgewichtskurve benutzt. Alle Versuche wurden nach der Abschreckmethode durchgeführt. Der Zuwachs bzw. die Abnahme der kristallinen Phasen wurde röntgenographisch durch Intensitätsvergleich ausgewählter Peaks bestimmt. Es ergab sich folgende Gleichgewichtskurve (die berechnete ist zum Vergleich gestrichelt hinzugefügt):



Probe	390-13, MELILITHE (Kernbereiche)											
Gew. %	Mel 3	Mel 27	Mel 29	Mel 31	Mel 34	Mel 35	Mel 41	Mel 47	Mel 50	Mel 56	Mel 57	Mel 60
SiO ₂	37.97	37.55	39.14	38.28	36.62	38.33	38.76	38.35	38.67	38.41	39.21	39.23
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	12.68	13.00	9.22	12.27	12.68	11.81	9.75	11.42	10.38	10.00	10.87	10.61
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.00
MgO	9.21	8.23	9.75	8.48	8.31	8.87	9.45	8.98	9.29	9.32	9.07	9.04
CaO	40.37	40.65	40.03	39.91	39.88	40.65	40.63	39.90	40.80	40.16	40.33	39.86
Na ₂ O	0.94	0.99	0.93	0.85	0.97	0.95	0.96	1.00	0.96	1.00	0.93	0.88
Summe	101.21	100.45	99.10	99.82	98.48	100.63	99.59	99.56	100.13	98.92	101.00	99.63
Si	1.70	1.70	1.79	1.74	1.69	1.73	1.77	1.75	1.75	1.76	1.77	1.79
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.67	0.67	0.50	0.66	0.69	0.63	0.52	0.61	0.55	0.54	0.58	0.57
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Mg	0.61	0.56	0.67	0.58	0.57	0.60	0.64	0.61	0.63	0.64	0.61	0.62
Ca	1.94	1.97	1.96	1.95	1.97	1.96	1.98	1.94	1.98	1.97	1.95	1.95
Na	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08
X _{no}	0.48	0.44	0.57	0.47	0.45	0.49	0.55	0.50	0.53	0.54	0.51	0.52
Al	62	59	70	61	60	63	68	63	66	67	63	66
Behl	30	32	22	31	31	28	23	27	25	24	26	26
Sodamel	8	9	9	8	9	9	9	9	9	9	9	8
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
Fe-Behl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ak	68	65	76	66	65	69	75	70	73	74	71	71
Behl	32	35	24	34	35	31	25	30	27	26	29	29

Probe	390-13, MELILITHE (Randbereiche)											
Gew. %	Mel 2	Mel 10	Mel 21	Mel 22	Mel 23	Mel 39	Mel 40	Mel 45	Mel 46	Mel 53	Mel 62	Mel 65
SiO ₂	41.94	38.34	41.57	41.99	40.94	41.35	39.96	41.31	42.03	42.19	41.14	41.50
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	6.56	11.35	5.98	5.22	6.22	5.44	7.80	5.20	4.72	4.24	4.94	6.06
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.76	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.60
MgO	11.62	9.67	10.81	11.15	11.06	11.28	10.18	11.60	10.86	11.53	11.25	11.02
CaO	39.60	39.88	40.68	40.19	40.34	39.77	40.02	40.66	40.53	40.34	40.82	40.21
Na ₂ O	0.86	0.89	0.94	0.86	0.85	0.92	0.90	0.81	0.86	0.85	0.86	0.85
Summe	100.66	100.18	99.98	99.42	99.41	98.78	98.88	99.12	99.51	99.81	99.79	100.25
Si	1.89	1.73	1.89	1.92	1.87	1.90	1.83	1.89	1.92	1.92	1.88	1.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.35	0.61	0.32	0.28	0.34	0.29	0.42	0.25	0.28	0.23	0.27	0.32
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Mg	0.78	0.65	0.73	0.76	0.75	0.77	0.70	0.79	0.74	0.78	0.76	0.75
Ca	1.91	1.93	1.98	1.97	1.97	1.96	1.97	1.99	1.98	1.97	1.99	1.95
Na	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.76	0.07
X _{no}	0.69	0.52	0.70	0.73	0.69	0.72	0.62	0.76	0.73	0.78	0.74	0.70
Al	79	66	78	81	79	80	74	82	81	82	81	77
Behl	14	27	13	11	14	11	18	10	11	8	10	13
Sodamel	8	7	9	8	8	9	8	8	8	8	8	8
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
Fe-Behl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Ak	85	71	86	88	85	88	80	90	88	91	89	86
Behl	15	29	14	12	15	12	20	10	12	9	11	14

Probe 390-12, MELILITHE (Kernbereiche)												
Gew. X	Mel 6	Mel 9	Mel15	Mel19	Mel20	Mel27	Mel28	Mel29	Mel30	Mel31	Mel36	Mel40
SiO ₂	39.25	37.59	37.32	38.04	38.67	38.49	37.92	38.37	39.22	38.76	37.06	38.20
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.18	12.40	11.49	12.58	11.66	11.71	11.71	11.02	10.56	10.75	12.49	11.15
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.27
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62	0.84	0.00	0.75	0.91	0.43	0.74
MgO	9.45	9.17	9.54	9.26	9.75	9.03	8.83	9.23	9.32	9.16	8.56	8.89
CaO	40.26	40.98	40.17	39.95	40.64	40.37	40.51	40.67	40.68	40.58	40.30	40.25
Na ₂ O	0.79	0.73	0.69	0.71	0.69	0.70	0.67	0.70	0.75	0.72	0.67	0.81
Summe	100.97	100.91	100.34	100.57	101.43	100.95	100.52	100.02	101.32	100.90	99.85	100.34
Si	1.76	1.69	1.69	1.72	1.73	1.74	1.72	1.74	1.76	1.75	1.67	1.73
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.59	0.66	0.61	0.67	0.61	0.62	0.63	0.59	0.56	0.57	0.67	0.60
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03
Mg	0.63	0.62	0.65	0.62	0.65	0.61	0.60	0.63	0.62	0.62	0.58	0.60
Ca	1.94	1.97	1.95	1.93	1.95	1.95	1.97	1.98	1.96	1.96	1.97	1.96
Na	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07
X _{no}	0.52	0.48	0.51	0.48	0.51	0.49	0.49	0.51	0.53	0.52	0.46	0.50
Ak	66	63	64	63	66	63	62	66	65	64	60	63
Gehl	27	30	28	31	28	29	29	28	26	26	32	27
Sodamel	7	7	6	6	6	6	6	6	7	6	6	7
Fe-Ak	0	0	0	0	0	2	3	0	2	4	2	3
Fe-Gehl	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ak	71	67	70	67	70	68	68	70	72	71	66	70
Gehl	29	33	30	33	30	32	32	30	28	29	34	30

Probe 390-12, MELILITHE (Randbereiche)												
Gew. X	Mel 7	Mel 8	Mel10	Mel22	Mel23	Mel24	Mel25	Mel26	Mel32	Mel33	Mel34	Mel39
SiO ₂	39.00	39.03	38.35	38.90	38.95	38.84	38.58	38.43	38.80	38.95	37.93	37.98
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.30	10.73	11.14	10.07	10.30	10.89	10.90	10.73	11.05	9.67	9.99	10.34
Fe ₂ O ₃	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.49	0.00	0.07	0.70	1.17
FeO	0.59	0.67	0.00	0.96	0.52	0.58	0.57	0.33	1.00	0.82	0.00	0.00
MgO	9.60	10.07	9.63	9.37	9.50	9.31	9.27	9.17	9.07	9.37	9.26	9.10
CaO	39.99	40.03	40.81	40.37	40.87	41.07	40.77	40.83	40.53	40.28	40.12	40.72
Na ₂ O	0.72	0.73	0.73	0.66	0.59	0.64	0.71	0.71	0.72	0.77	0.75	0.76
Summe	101.23	101.46	100.69	100.37	100.82	101.37	101.11	100.73	101.24	99.98	98.78	100.09
Si	1.75	1.75	1.73	1.77	1.76	1.75	1.74	1.74	1.75	1.78	1.75	1.73
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.60	0.57	0.59	0.54	0.55	0.58	0.58	0.57	0.59	0.52	0.54	0.56
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04
Fe ²⁺	0.02	0.03	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00
Mg	0.64	0.67	0.65	0.63	0.64	0.62	0.62	0.62	0.61	0.64	0.64	0.62
Ca	1.92	1.92	1.97	1.96	1.98	1.98	1.97	1.98	1.96	1.97	1.98	1.99
Na	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07
X _{no}	0.52	0.54	0.52	0.54	0.54	0.52	0.52	0.52	0.51	0.55	0.54	0.53
Ak	65	67	66	65	67	65	65	65	63	66	67	65
Gehl	27	25	27	25	26	27	27	27	27	24	25	26
Sodamel	6	6	7	6	5	6	6	7	6	7	7	7
Fe-Ak	2	2	0	4	2	2	2	1	4	3	0	0
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
Ak	71	73	71	73	72	71	71	71	70	74	73	72
Gehl	29	27	29	27	28	29	29	29	30	26	27	28

Probe 1018-4, MELILITHE (Kerne/Ränder)										1018-1, MELILITHE	
Gew. %	Mel 3	Mel 4	Mel 10	Mel 11	Mel 1	Mel 2	Mel 6	Mel 7	Mel 9	Mel 7	Mel 8
SiO ₂	40.15	40.25	39.90	39.79	40.80	40.32	39.74	40.71	40.42	38.62	38.68
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.19	11.20	12.96	10.64	9.44	9.88	10.54	10.54	10.74	10.61	11.48
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.63	0.15	0.08	0.96	0.00	0.13	0.74	0.00
FeO	0.87	0.78	0.60	0.05	1.01	0.53	0.00	1.18	0.45	0.00	0.67
MgO	7.66	7.81	7.58	7.85	8.19	8.10	8.39	8.42	8.12	9.22	8.78
CaO	37.12	37.08	37.33	37.38	37.14	37.36	37.56	36.57	37.35	40.47	39.91
Na ₂ O	2.44	2.56	2.52	2.44	2.45	2.37	2.40	2.43	2.50	0.98	0.94
Summe	99.43	99.68	100.90	98.77	99.21	98.64	99.60	100.00	99.75	100.64	100.46
Si	1.82	1.82	1.78	1.82	1.86	1.84	1.80	1.84	1.83	1.74	1.75
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.60	0.60	0.68	0.37	0.51	0.53	0.56	0.56	0.57	0.56	0.61
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03
Mg	0.52	0.53	0.51	0.53	0.56	0.55	0.57	0.57	0.55	0.62	0.59
Ca	1.80	1.80	1.79	1.83	1.81	1.83	1.82	1.77	1.81	1.96	1.94
Na	0.21	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.22	0.09	0.08
X _{Mg}	0.46	0.47	0.43	0.48	0.52	0.51	0.50	0.50	0.49	0.52	0.49
Ak	55	55	52	57	58	58	58	57	57	65	61
Behl	20	19	24	19	15	17	18	17	18	25	27
Sodamel	22	23	22	23	23	23	22	22	23	9	9
Fe-Ak	3	3	2	0	4	2	0	4	2	0	3
Fe-Behl	0	0	0	1	0	0	2	0	0	1	0
Ak	73	74	69	75	79	77	76	76	76	72	69
Behl	27	26	31	25	21	23	24	24	24	28	31

Probe 1018-1, MELILITHE (Kerne/Ränder)												
Gew. %	Mel10	Mel15	Mel16	Mel17	Mel19	Mel20	Mel 1	Mel 2	Mel 4	Mel 5	Mel 6	Mel11
SiO ₂	38.39	38.66	37.51	38.06	38.64	37.46	38.97	39.62	39.40	39.90	38.44	38.25
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	9.69	10.85	10.97	10.15	9.80	10.29	9.48	9.69	9.07	9.50	10.73	10.16
Fe ₂ O ₃	0.90	0.00	0.73	0.91	0.02	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.72
FeO	0.00	0.83	0.00	0.16	0.91	0.00	0.91	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00
MgO	9.71	8.71	9.05	9.42	9.27	9.19	9.15	9.56	9.69	9.82	9.19	9.27
CaO	40.42	40.19	39.82	39.53	39.44	40.79	39.35	40.42	40.14	40.44	40.49	40.36
Na ₂ O	0.82	0.88	0.88	0.81	0.88	0.89	1.82	0.91	0.82	0.91	0.89	0.85
Summe	99.93	100.11	98.96	99.03	98.96	98.62	98.67	100.22	99.90	100.57	99.75	99.62
Si	1.75	1.76	1.72	1.75	1.78	1.72	1.80	1.79	1.79	1.80	1.75	1.75
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.52	0.58	0.59	0.55	0.53	0.56	0.52	0.52	0.49	0.51	0.58	0.55
Fe ³⁺	0.03	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.66	0.59	0.62	0.65	0.64	0.63	0.63	0.65	0.66	0.66	0.62	0.63
Ca	1.97	1.96	1.96	1.95	1.94	2.01	1.95	1.96	1.96	1.95	1.97	1.97
Na	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08
X _{Mg}	0.56	0.50	0.51	0.54	0.55	0.53	0.55	0.56	0.58	0.57	0.52	0.54
Ak	68	62	64	66	65	66	66	68	68	69	66	66
Gehl	23	26	27	24	23	25	23	23	21	22	26	25
Sodamel	7	8	8	7	8	8	8	8	8	8	8	8
Fe-Ak	0	3	0	1	4	0	6	0	3	0	0	0
Fe-Gehl	2	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	1
Ak	75	70	71	73	74	72	74	75	76	76	71	73
Gehl	25	30	29	27	26	28	26	25	24	24	29	27

Probe 1028-4, MELILITHE												
Gew. X	Mel 2	Mel 3	Mel 5	Mel 8	Mel 16	Mel 23	Mel 24	Mel 26	Mel 27	Mel 29	Mel 30	Mel 31
SiO ₂	38.62	39.52	39.36	38.57	38.12	37.78	36.39	38.56	37.64	38.95	39.24	39.01
TiO ₂	0.00	0.06	0.00	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.09	9.59	8.37	10.09	10.26	11.38	13.03	10.61	12.51	10.32	8.80	9.95
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.15	1.17	1.32	1.42	1.02	0.92	1.21	1.16	1.01	1.38	1.07	0.73
MgO	9.07	9.90	10.09	9.52	9.28	8.92	8.19	9.24	8.49	9.41	9.80	9.67
CaO	39.47	39.00	38.96	37.37	39.08	39.59	39.17	39.29	39.05	39.62	39.24	39.25
Na ₂ O	0.73	0.70	0.70	0.73	0.69	0.74	0.66	0.78	0.71	0.76	0.77	0.75
Summe	100.12	99.96	98.80	99.85	98.49	99.37	98.70	99.68	99.43	100.43	98.93	99.36
Si	1.76	1.80	1.81	1.76	1.76	1.73	1.68	1.76	1.72	1.77	1.80	1.78
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.59	0.52	0.46	0.54	0.56	0.61	0.71	0.57	0.68	0.55	0.48	0.54
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03
Mg	0.62	0.67	0.69	0.65	0.64	0.61	0.56	0.63	0.58	0.64	0.67	0.66
Ca	1.92	1.90	1.92	1.92	1.94	1.94	1.94	1.92	1.92	1.92	1.93	1.92
Na	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07
X _{no}	0.51	0.57	0.60	0.55	0.53	0.50	0.44	0.52	0.46	0.54	0.59	0.55
Ak	63	67	69	64	65	62	57	63	59	64	68	67
Gehl	27	23	20	24	25	28	33	26	31	24	21	24
Sodamel	6	6	6	6	6	7	6	7	6	7	7	7
Fe-Ak	4	4	5	5	4	3	4	4	4	5	4	2
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ak	70	75	78	73	72	69	63	71	65	72	77	74
Gehl	30	25	22	27	28	31	37	29	35	28	23	26

Probe 1028-4, MELILITHE (Reaktionsränder um Spinell)												
Gew. X	Mella	Mel1b	Mel 9	Mel11	Mel12	Mel13	Mel14	Mel15	Mel20	Mel21	Mel22	Mel25
SiO ₂	30.83	30.81	29.84	30.40	29.94	32.66	29.95	31.71	29.40	30.59	29.68	29.36
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	22.86	22.35	23.96	23.26	23.91	19.46	23.84	20.56	24.54	23.22	24.13	25.51
Fe ₂ O ₃	0.26	0.56	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.99	0.00
FeO	0.70	0.66	0.51	0.81	0.96	0.95	0.68	0.48	0.52	0.65	0.18	0.51
MgO	4.95	5.10	4.53	4.67	4.51	6.01	4.38	5.44	4.19	4.66	4.38	4.04
CaO	39.54	39.50	40.20	39.79	39.32	38.91	39.87	39.53	39.84	39.89	40.38	40.09
Na ₂ O	0.59	0.54	0.36	0.43	0.43	0.61	0.38	0.55	0.37	0.43	0.41	0.38
Summe	99.73	99.52	99.84	99.35	99.10	98.66	99.15	98.79	98.89	99.48	100.15	99.93
Si	1.41	1.41	1.36	1.40	1.38	1.51	1.38	1.46	1.36	1.40	1.35	1.34
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.23	1.21	1.29	1.26	1.30	1.06	1.29	1.12	1.33	1.25	1.30	1.37
Fe ³⁺	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
Mg	0.34	0.35	0.31	0.32	0.31	0.41	0.30	0.37	0.29	0.32	0.30	0.28
Ca	1.94	1.94	1.97	1.96	1.94	1.92	1.97	1.95	1.97	1.96	1.97	1.96
Na	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03
X _{no}	0.22	0.22	0.19	0.20	0.19	0.28	0.19	0.25	0.18	0.20	0.19	0.17
Ak	33	34	31	32	31	41	30	38	29	32	30	28
Gehl	58	57	63	61	62	50	64	55	66	61	64	67
Sodamel	5	5	3	4	4	5	3	5	3	4	4	3
Fe-Ak	3	3	2	3	3	4	3	2	2	3	0	2
Fe-Gehl	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0
Ak	36	38	33	34	33	45	32	41	31	34	32	29
Gehl	64	62	67	66	67	55	68	59	69	66	68	71

Probe	664a, MELILITHE (Kernbereiche)								(Randbereiche)			
	Mel 3	Mel 4	Mel 6	Mel 7	Mel 13	Mel 14	Mel 16	Mel 17	Mel 9	Mel 11	Mel 18	Mel 19
SiO ₂	37.77	37.52	37.32	37.81	38.34	39.38	37.69	38.34	39.03	41.62	39.99	39.59
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.96	13.51	13.57	14.55	12.33	12.73	12.37	12.61	9.83	8.18	11.27	11.38
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	8.45	8.47	8.22	7.92	8.90	8.87	8.87	8.80	10.30	10.06	9.11	10.23
CaO	38.89	39.38	39.69	39.26	38.92	38.94	39.39	39.51	38.99	39.18	37.75	38.50
Na ₂ O	1.42	1.50	1.41	1.39	1.46	1.33	1.46	1.40	1.09	1.36	1.41	1.44
Summe	100.48	100.38	100.21	100.93	99.94	101.43	100.64	99.66	99.23	100.39	98.54	101.15
Si	1.70	1.69	1.68	1.69	1.73	1.75	1.69	1.74	1.78	1.88	1.79	1.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.74	0.72	0.72	0.77	0.66	0.67	0.66	0.67	0.53	0.43	0.61	0.60
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.57	0.57	0.55	0.53	0.60	0.59	0.59	0.59	0.70	0.68	0.62	0.68
Ca	1.87	1.90	1.92	1.88	1.88	1.87	1.90	1.88	1.90	1.89	1.85	1.85
Na	0.12	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.10	0.12	0.13	0.12
X _{Na}	0.43	0.44	0.44	0.41	0.48	0.47	0.48	0.47	0.59	0.61	0.51	0.53
Ak	57	57	57	54	60	60	60	60	69	71	63	65
Gehl	31	30	30	34	27	27	26	28	21	17	26	23
Sodamel	12	13	13	12	13	13	13	12	10	12	13	12
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Ak	65	66	65	62	69	69	69	68	76	81	72	74
Gehl	35	34	35	38	31	31	31	32	24	19	28	26

Probe	664a, MELILITHE				1030-4, MELILITHE							
	Mel 120	Mel 122	Mel 123	Mel 125	Mel 2	Mel 3	Mel 4	Mel 6	Mel 8	Mel 11	Mel 12	
SiO ₂	39.65	40.58	41.27	40.06	39.53	36.44	37.60	38.66	38.08	36.54	36.98	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.00	
Al ₂ O ₃	10.69	10.20	7.57	10.83	10.72	15.23	13.54	12.70	12.71	15.02	13.99	
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.57	0.00	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	10.13	10.43	10.90	10.12	9.12	7.30	8.01	8.64	8.34	7.47	7.85	
CaO	38.61	38.63	39.16	38.93	38.74	38.85	38.34	38.47	39.12	38.69	38.68	
Na ₂ O	1.46	1.47	1.30	1.48	1.59	1.57	1.53	1.52	1.49	1.48	1.52	
Summe	100.54	101.31	100.20	101.41	99.72	99.41	99.04	100.02	100.27	99.85	99.59	
Si	1.78	1.80	1.86	1.78	1.79	1.66	1.71	1.74	1.72	1.66	1.68	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	0.57	0.53	0.40	0.57	0.57	0.82	0.73	0.68	0.68	0.80	0.75	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.68	0.69	0.73	0.67	0.62	0.49	0.54	0.58	0.56	0.51	0.53	
Ca	1.85	1.84	1.89	1.85	1.88	1.89	1.87	1.86	1.89	1.87	1.88	
Na	0.13	0.13	0.11	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	
X _{Na}	0.55	0.56	0.65	0.54	0.52	0.38	0.43	0.46	0.45	0.39	0.42	
Ak	66	68	74	66	63	51	56	59	58	51	54	
Gehl	22	20	15	22	23	35	30	28	28	35	31	
Sodamel	12	12	11	12	14	14	14	13	13	13	14	
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	
Ak	76	77	84	75	74	59	65	68	67	60	63	
Gehl	24	23	16	25	26	41	35	32	33	40	37	

Probe 390-11, MELILITHE (Kernbereiche)												
Gew. %	Mel 7	Mel10	Mel12	Mel13	Mel14	Mel18	Mel19	Mel52	Mel54	Mel58	Mel61	Mel62
SiO ₂	40.65	39.64	40.68	39.45	42.18	40.08	39.89	42.70	39.95	40.43	40.13	39.96
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	10.23	10.58	9.09	11.68	6.61	10.22	10.40	5.30	10.14	8.84	9.10	9.64
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.19	9.88	10.65	9.16	11.15	9.23	9.04	11.14	9.31	9.76	9.19	9.13
CaO	38.55	38.22	38.94	38.91	38.33	39.73	39.89	39.70	39.16	39.36	38.75	39.04
Na ₂ O	1.48	1.47	1.38	1.50	1.29	1.46	1.50	1.31	1.47	1.41	1.50	1.44
Summe	101.16	99.92	100.79	100.77	99.63	100.77	100.79	100.79	100.10	99.84	98.73	99.26
Si	1.81	1.79	1.82	1.77	1.91	1.80	1.79	1.92	1.81	1.83	1.84	1.82
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.54	0.57	0.48	0.62	0.35	0.54	0.55	0.28	0.54	0.47	0.49	0.52
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.68	0.67	0.71	0.61	0.75	0.62	0.61	0.75	0.63	0.66	0.63	0.62
Ca	1.84	1.85	1.87	1.87	1.86	1.91	1.92	1.92	1.90	1.91	1.90	1.91
Na	0.13	0.13	0.12	0.13	0.11	0.13	0.13	0.11	0.13	0.12	0.13	0.13
X _{Na}	0.56	0.54	0.60	0.50	0.68	0.53	0.52	0.73	0.54	0.58	0.56	0.55
Ak	67	66	70	62	76	63	64	77	65	69	67	66
Gehl	20	22	18	25	12	22	22	9	22	18	19	21
Sodamel	13	12	12	13	12	13	14	12	13	13	14	13
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ak	77	75	80	72	86	75	74	90	75	79	78	76
Gehl	23	25	20	28	14	25	26	10	25	21	22	24

Probe 390-11, MELILITHE (Randbereiche)												
Gew. %	Mel 8	Mel 9	Mel15	Mel16a	Mel16b	Mel52	Mel55	Mel56	Mel57	Mel59	Mel60	Mel67
SiO ₂	39.91	39.55	40.17	40.81	39.75	42.70	42.63	41.98	43.10	42.28	42.61	40.99
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	9.47	10.31	10.43	9.68	10.91	5.30	5.86	6.69	4.69	6.16	5.62	8.81
Fe ₂ O ₃	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.27	9.87	9.61	9.46	9.49	11.14	10.94	10.79	11.46	10.88	11.17	10.11
CaO	38.45	38.91	38.70	39.17	38.10	39.70	39.44	39.18	39.99	39.51	39.63	40.11
Na ₂ O	1.43	1.45	1.38	1.42	1.43	1.31	1.30	1.38	1.26	1.35	1.27	1.34
Summe	100.34	100.17	100.37	100.59	99.74	100.79	100.23	100.07	100.54	100.24	100.53	101.41
Si	1.80	1.78	1.81	1.84	1.80	1.92	1.93	1.90	1.94	1.91	1.92	1.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.50	0.55	0.55	0.51	0.58	0.28	0.31	0.36	0.25	0.33	0.31	0.46
Fe ³⁺	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.69	0.66	0.65	0.64	0.64	0.75	0.73	0.73	0.77	0.73	0.75	0.67
Ca	1.86	1.88	1.87	1.89	1.85	1.91	1.91	1.90	1.93	1.91	1.91	1.92
Na	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12
X _{Na}	0.58	0.55	0.54	0.55	0.52	0.73	0.70	0.67	0.76	0.69	0.71	0.59
Ak	68	66	66	67	64	77	78	75	81	77	78	70
Gehl	19	21	22	20	23	9	10	12	7	11	10	18
Sodamel	12	13	12	13	13	12	12	13	12	12	12	12
Fe-Ak	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
Fe-Gehl	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ak	79	76	75	77	74	90	88	86	92	88	88	79
Gehl	21	24	25	23	26	10	12	14	8	12	12	21

Probe 1026-1, MELILITHE												
Gew. %	Mel 4	Mel 5	Mel14	Mel22	Mel23	Mel24	Mel25	Mel26	Mel27	Mel28	Mel29	Mel30
SiO ₂	38.56	38.99	37.29	38.61	38.59	38.36	37.96	38.34	38.74	38.36	38.20	38.35
TiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.67	9.90	12.56	9.50	10.14	10.23	9.04	10.42	10.71	10.79	10.32	10.23
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.48	0.77	0.00	0.00	0.22	0.50	0.00
FeO	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.61	0.00	0.00	0.00	0.62	0.24	0.00
MgO	8.29	9.69	9.44	9.55	9.50	9.22	9.69	9.35	9.15	9.32	9.31	9.36
CaO	40.71	39.76	39.98	40.81	40.82	40.85	40.92	40.87	40.24	40.56	40.74	40.51
Na ₂ O	0.43	0.50	0.52	0.65	0.59	0.57	0.60	0.62	0.60	0.64	0.59	0.56
Summe	99.71	98.85	100.54	99.12	99.65	100.32	98.98	99.60	99.49	100.56	99.90	99.00
Si	1.67	1.79	1.69	1.77	1.76	1.74	1.75	1.75	1.77	1.74	1.74	1.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.74	0.54	0.67	0.51	0.55	0.55	0.49	0.56	0.58	0.58	0.55	0.55
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Mg	0.56	0.67	0.64	0.65	0.65	0.62	0.67	0.64	0.62	0.63	0.63	0.64
Ca	1.99	1.96	1.94	2.00	1.99	1.99	2.02	2.00	1.97	1.97	1.99	1.99
Na	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05
X _{Mg}	0.43	0.55	0.49	0.56	0.54	0.53	0.58	0.53	0.52	0.52	0.53	0.54
Ak	59	70	63	70	68	65	70	67	66	65	66	68
Gehl	37	26	31	24	26	26	23	27	28	27	26	27
Sodamel	4	5	4	6	6	5	6	6	6	6	5	5
Fe-Ak	0	0	2	0	0	2	0	0	0	2	1	0
Fe-Gehl	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0
Ak	62	73	67	74	72	71	75	72	70	71	72	72
Gehl	38	27	33	26	28	29	25	28	30	29	28	28

Probe 1026-1, MELILITHE (in Koexistenz mit Granat)												
Gew. %	Mel 7	Mel 8	Mel10	Mel11	Mel12	Mel13	Mel16	Mel17	Mel20	Mel31	Mel34	Mel35
SiO ₂	34.78	33.63	34.82	36.65	37.27	38.01	34.11	32.64	33.98	32.79	32.79	32.81
TiO ₂	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	16.44	18.47	16.97	13.53	13.25	12.43	18.49	20.13	18.22	18.55	18.92	19.95
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.00
FeO	0.64	0.00	0.00	0.83	0.00	1.06	0.00	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00
MgO	7.55	6.64	7.23	8.31	8.91	9.21	6.92	6.09	7.10	6.27	6.27	5.90
CaO	40.27	40.71	40.48	40.14	39.95	40.05	39.85	41.24	40.33	41.42	40.69	41.17
Na ₂ O	0.38	0.40	0.44	0.48	0.48	0.49	0.40	0.42	0.35	0.48	0.48	0.46
Summe	100.07	99.89	100.79	99.94	99.86	101.28	99.76	100.57	100.68	99.51	100.03	100.30
Si	1.58	1.53	1.57	1.67	1.70	1.71	1.53	1.48	1.54	1.50	1.50	1.49
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.88	0.99	0.90	0.73	0.71	0.66	0.99	1.07	0.97	1.00	1.02	1.07
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Fe ²⁺	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.51	0.45	0.49	0.57	0.60	0.62	0.47	0.41	0.48	0.43	0.43	0.40
Ca	1.96	1.99	1.96	1.96	1.95	1.93	1.95	2.00	1.96	2.03	1.99	2.00
Na	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
X _{Mg}	0.37	0.31	0.35	0.44	0.46	0.48	0.32	0.28	0.33	0.30	0.30	0.27
Ak	52	47	49	58	62	61	48	43	48	45	44	42
Gehl	43	50	44	35	34	31	49	54	47	50	50	54
Sodamel	3	4	4	4	4	4	4	4	3	5	4	4
Fe-Ak	2	0	3	3	0	4	0	0	2	0	0	0
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
Ak	53	49	53	62	64	67	50	44	50	47	47	44
Gehl	45	51	47	38	36	33	50	56	50	53	53	56

Probe 1019-4, MELILITHE (Kerne/Ränder)											
Gew. %	Mel 5	Mel 6	Mel 7	Mel 8	Mel 9	Mel 1	Mel 2	Mel 3	Mel 4	Mel 10	Mel 11
SiO ₂	37.28	37.43	36.40	37.42	36.72	38.33	39.43	39.40	39.68	39.64	35.45
TiO ₂	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.45	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	12.14	11.99	11.68	12.35	14.37	11.08	8.83	8.78	10.27	10.00	12.33
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	9.34	9.03	9.32	9.31	8.28	9.87	10.13	10.49	10.16	10.03	8.65
CaO	39.64	39.72	39.46	39.70	40.02	37.22	39.68	39.54	39.90	39.50	39.55
Na ₂ O	0.88	0.85	0.98	0.85	0.94	0.79	0.99	0.91	0.91	0.93	0.96
Summe	99.27	99.07	97.96	99.67	100.40	99.02	99.08	99.17	100.96	100.19	96.99
Si	1.70	1.71	1.68	1.70	1.66	1.76	1.80	1.80	1.78	1.79	1.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.65	0.65	0.64	0.66	0.77	0.60	0.48	0.48	0.54	0.53	0.68
Fe ⁺⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.64	0.62	0.64	0.63	0.56	0.68	0.69	0.71	0.68	0.68	0.60
Ca	1.94	1.95	1.95	1.93	1.94	1.83	1.94	1.93	1.92	1.91	1.98
Na	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09
X _{mo}	0.50	0.49	0.50	0.49	0.42	0.53	0.59	0.61	0.56	0.56	0.47
Ak	64	63	64	63	57	67	71	72	69	69	61
Gehl	29	29	27	29	35	26	20	20	23	23	30
Sodamel	7	8	9	8	8	7	9	8	8	8	9
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ak	69	68	70	68	62	72	78	78	75	75	67
Gehl	31	32	30	32	38	28	22	22	25	25	33

Probe 1019-3, MELILITHE (Kerne/Ränder)										
Gew. %	Mel 8	Mel 9	Mel 10	Mel 11	Mel 1	Mel 3	Mel 4	Mel 5	Mel 6	Mel 12
SiO ₂	40.60	40.53	40.66	40.30	41.27	41.36	41.30	40.39	41.99	40.83
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	10.17	9.99	9.70	10.14	8.29	7.42	8.47	7.29	7.33	8.71
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	0.42	1.09	0.00	0.68
FeO	0.64	0.66	0.66	0.74	0.80	0.08	0.52	0.00	0.00	0.00
MgO	8.46	8.38	8.58	8.57	9.09	9.79	9.16	9.73	9.41	8.92
CaO	38.13	38.27	38.27	37.74	38.14	38.83	38.88	38.60	38.38	38.58
Na ₂ O	2.09	1.98	2.09	2.12	1.94	1.79	1.92	1.85	1.86	2.09
Summe	100.22	99.95	99.96	99.70	99.63	100.79	100.82	99.10	99.07	99.91
Si	1.83	1.84	1.84	1.83	1.88	1.86	1.86	1.85	1.92	1.85
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.54	0.53	0.52	0.54	0.44	0.39	0.45	0.39	0.40	0.47
Fe ⁺⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.04	0.00	0.02
Fe ²⁺	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.57	0.57	0.58	0.58	0.62	0.66	0.61	0.66	0.64	0.60
Ca	1.84	1.86	1.85	1.83	1.86	1.87	1.87	1.89	1.88	1.88
Na	0.18	0.17	0.18	0.19	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.18
X _{mo}	0.52	0.52	0.53	0.52	0.58	0.62	0.58	0.63	0.62	0.57
Ak	60	60	61	60	65	69	65	69	70	64
Gehl	19	19	18	18	14	12	15	12	13	15
Sodamel	18	18	19	19	18	16	18	17	18	20
Fe-Ak	3	3	3	3	3	0	2	0	0	0
Fe-Gehl	0	0	0	0	0	2	1	2	0	1
Ak	76	76	78	77	82	85	81	85	85	81
Gehl	24	24	22	23	18	15	19	15	15	19

Probe 1014-3, MELILITHE										
Bew. %	Mel 1	Mel 3	Mel 4	Mel 5	Mel 6	Mel 7	Mel 8	Mel 9	Mel 10	Mel 11
SiO ₂	40.81	40.41	40.51	40.34	41.26	39.80	40.84	40.51	40.52	40.93
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	5.25	6.55	5.77	6.47	5.34	7.57	5.80	6.31	6.75	5.69
Fe ₂ O ₃	0.85	0.34	0.84	0.44	0.11	0.00	0.00	0.42	0.00	0.36
FeO	0.00	0.46	0.00	0.48	0.81	0.65	0.87	0.09	0.85	0.54
MgO	11.72	11.24	11.51	11.10	11.57	10.80	11.32	11.28	11.06	11.42
CaO	39.86	39.71	39.92	40.10	40.40	39.80	39.55	39.96	39.99	40.23
Na ₂ O	0.63	0.63	0.66	0.56	0.50	0.58	0.58	0.58	0.58	0.56
Summe	99.17	99.41	99.29	99.58	100.07	99.28	99.05	99.68	99.84	99.83
Si	1.87	1.85	1.85	1.84	1.88	1.82	1.88	1.85	1.85	1.87
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.28	0.35	0.31	0.35	0.29	0.41	0.31	0.34	0.36	0.31
Fe ³⁺	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Mg	0.80	0.77	0.79	0.77	0.79	0.74	0.78	0.77	0.75	0.78
Ca	1.96	1.95	1.96	1.96	1.97	1.95	1.95	1.95	1.95	1.97
Na	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Y _{HO}	0.74	0.69	0.72	0.69	0.73	0.64	0.71	0.69	0.68	0.72
Ak	81	77	80	77	80	74	78	78	76	79
Behl	12	15	13	15	12	18	13	15	16	13
Sodamel	6	6	6	5	5	5	5	5	5	5
Fe-Ak	0	2	0	2	3	3	4	2	3	2
Fe-Behl	1	0	1	1	0	0	0	1	0	1
Ak	88	84	86	84	87	81	86	84	83	86
Behl	12	16	14	16	13	19	14	16	17	14

Probe 1015-3, MELILITHE											
Bew. %	Mel20	Mel21	Mel22	Mel23	Mel24	Mel25	Mel26	Mel27	Mel28	Mel29	Mel30
SiO ₂	40.89	41.04	41.76	41.07	41.96	40.97	41.26	41.39	42.00	41.44	41.26
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	5.17	5.31	5.11	5.17	4.24	6.23	5.63	4.76	5.37	5.69	4.89
Fe ₂ O ₃	0.55	0.30	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.71
FeO	0.16	0.90	0.00	0.65	0.94	0.56	0.63	0.48	0.80	0.75	0.49
MgO	11.16	10.90	11.17	11.07	11.58	10.75	11.09	11.38	11.22	11.15	11.43
CaO	40.49	40.21	39.99	40.10	40.33	40.53	40.69	40.55	40.08	40.39	40.26
Na ₂ O	0.60	0.67	0.71	0.69	0.59	0.61	0.63	0.59	0.60	0.66	0.64
Summe	99.08	99.40	98.84	99.12	99.89	99.69	99.98	99.45	100.12	100.14	99.71
Si	1.88	1.88	1.92	1.89	1.91	1.87	1.88	1.90	1.91	1.88	1.89
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.28	0.29	0.28	0.29	0.23	0.34	0.30	0.26	0.29	0.31	0.26
Fe ³⁺	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Fe ²⁺	0.01	0.04	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Mg	0.75	0.75	0.76	0.76	0.79	0.73	0.75	0.78	0.76	0.76	0.79
Ca	1.99	1.98	1.97	1.97	1.98	1.98	1.99	1.99	1.95	1.97	1.97
Na	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
Y _{HO}	0.73	0.72	0.73	0.73	0.78	0.69	0.71	0.75	0.73	0.71	0.75
Ak	81	78	82	79	82	77	79	81	79	78	80
Behl	12	12	11	11	9	15	13	11	12	13	11
Sodamel	6	6	7	6	5	6	6	6	6	6	6
Fe-Ak	1	4	0	3	4	2	2	2	3	3	2
Fe-Behl	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
Ak	87	87	88	87	90	84	86	88	87	86	88
Behl	13	13	12	13	10	16	14	12	13	14	12

Probe 52A, MELILITHE												
Gew. %	Mel 6	Mel11	Mel13	Mel14	Mel17	Mel18	Mel19	Mel20	Mel21	Mel23	Mel24	Mel28
SiO ₂	30.25	31.02	30.44	30.06	30.65	30.92	32.99	30.86	32.09	31.24	31.62	30.98
TiO ₂	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.39	22.47	22.44	23.57	21.56	22.66	20.34	21.60	20.91	21.30	21.12	21.61
Fe ₂ O ₃	2.72	1.35	1.25	0.59	3.00	1.15	0.00	1.99	0.56	0.69	1.68	1.82
FeO	0.79	1.23	1.76	0.60	0.20	0.76	3.19	1.46	1.75	2.67	0.53	1.02
MgO	3.34	3.51	3.41	3.24	3.88	3.99	3.85	3.55	4.32	3.52	4.37	3.75
CaO	39.77	40.30	38.95	40.36	39.67	39.86	39.15	39.24	39.75	39.19	40.15	39.37
Na ₂ O	0.92	0.85	0.90	0.84	0.96	0.87	0.93	0.95	0.84	0.81	0.84	0.98
Summe	100.21	100.76	99.15	101.26	99.92	100.21	100.50	99.66	100.23	99.43	100.33	99.52
Si	1.39	1.41	1.41	1.37	1.41	1.41	1.51	1.42	1.47	1.45	1.44	1.43
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.21	1.21	1.23	1.26	1.17	1.22	1.10	1.18	1.13	1.16	1.14	1.17
Fe ³⁺	0.09	0.05	0.04	0.09	0.10	0.04	0.00	0.07	0.02	0.02	0.06	0.06
Fe ²⁺	0.03	0.05	0.07	0.02	0.01	0.03	0.12	0.06	0.07	0.10	0.02	0.04
Mg	0.23	0.24	0.24	0.22	0.27	0.27	0.26	0.24	0.29	0.24	0.30	0.26
Ca	1.96	1.97	1.93	1.96	1.95	1.95	1.92	1.94	1.95	1.94	1.96	1.95
Na	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.09
X _{Na}	0.16	0.17	0.16	0.15	0.19	0.18	0.19	0.17	0.21	0.17	0.21	0.18
Ak	24	25	24	26	28	28	27	25	30	26	31	27
Gehl	59	60	58	62	57	59	52	56	54	56	56	57
Sodamel	9	8	8	8	9	8	8	9	8	7	8	9
Fe-Ak	6	5	7	2	1	3	13	6	7	10	2	4
Fe-Gehl	5	2	3	5	5	2	0	4	1	1	3	3
Ak	29	30	29	27	33	32	34	31	36	31	36	32
Gehl	71	70	71	73	67	68	66	69	64	69	64	68

Probe 1002-2, MELILITHE												
Gew. %	Mel 1	Mel 2	Mel 3	Mel 4	Mel 5	Mel 5a	Mel 6	Mel 6a	Mel 6b	Mel 16	Mel 17	Mel 18
SiO ₂	38.64	40.78	40.07	40.38	39.37	40.52	40.07	39.58	39.37	40.96	39.59	39.18
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	10.18	8.11	9.06	8.19	10.17	8.65	9.28	9.75	9.98	6.55	7.92	8.59
Fe ₂ O ₃	0.72	0.77	0.42	0.64	0.97	0.91	1.19	0.65	0.00	0.80	0.00	0.00
MgO	10.18	11.16	10.43	10.63	10.09	10.94	10.32	10.31	10.20	11.44	10.71	10.37
CaO	39.86	39.47	37.46	39.22	39.22	40.34	39.76	39.62	40.31	39.08	39.35	39.10
Na ₂ O	0.80	0.82	0.68	0.81	0.79	0.83	0.82	0.83	0.84	0.78	0.79	0.83
Summe	100.37	101.13	98.10	99.23	100.61	102.20	101.43	100.74	100.69	99.61	98.35	98.09
Si	1.75	1.83	1.77	1.83	1.77	1.80	1.79	1.78	1.77	1.86	1.81	1.81
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.54	0.43	0.47	0.43	0.54	0.45	0.49	0.52	0.53	0.35	0.43	0.47
Fe ³⁺	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
Mg	0.69	0.74	0.69	0.72	0.68	0.72	0.69	0.69	0.68	0.78	0.73	0.71
Ca	1.93	1.89	1.77	1.90	1.89	1.92	1.91	1.91	1.94	1.90	1.93	1.93
Na	0.07	0.07	0.04	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
X _{Na}	0.56	0.63	0.60	0.63	0.56	0.62	0.59	0.57	0.56	0.69	0.63	0.60
Ak	65	70	69	70	64	68	66	66	67	74	72	70
Gehl	25	21	24	21	25	22	24	25	26	17	21	23
Sodamel	7	7	4	7	7	6	6	7	7	6	7	7
Fe-Ak	3	2	3	2	4	4	4	2	0	3	0	0
Ak	72	77	74	77	72	76	73	73	72	81	78	76
Gehl	28	23	26	23	28	24	27	27	28	19	22	24

Probe 1002-4, MELILITHE (alle *)										1002-6, MELILITHE	
Gew. %	Mel 1	Mel 2	Mel 3	Mel 3a	Mel 4	Mel 5	Mel 6	Mel 7	Mel 8	Mel 1*	Mel 2*
SiO ₂	40.20	40.17	40.58	40.48	40.47	39.38	40.12	40.41	39.56	38.63	37.95
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	10.84	10.53	10.62	10.61	9.77	11.68	10.29	10.25	10.99	10.79	11.00
Fe ^{gesamt}	0.60	0.81	0.49	0.48	0.57	0.57	0.59	0.59	0.73	0.95	0.86
MgO	8.99	9.24	9.40	9.20	9.31	8.48	9.87	9.22	8.49	8.73	8.86
CaO	37.24	36.86	38.08	37.56	37.67	36.77	35.73	36.48	36.66	38.75	39.41
Na ₂ O	1.96	1.89	1.95	1.91	2.06	2.14	1.89	2.09	2.16	0.97	1.23
Summe	99.82	99.48	101.11	100.35	99.84	99.01	98.53	99.04	98.58	98.84	99.34
Si	1.81	1.82	1.81	1.81	1.83	1.79	1.82	1.83	1.81	1.77	1.74
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.58	0.56	0.55	0.56	0.51	0.62	0.55	0.55	0.59	0.58	0.59
Fe ²⁺	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03
Mg	0.60	0.62	0.62	0.61	0.63	0.57	0.67	0.62	0.58	0.60	0.61
Ca	1.80	1.78	1.82	1.80	1.82	1.79	1.74	1.77	1.79	1.90	1.93
Na	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.19	0.17	0.18	0.19	0.09	0.11
X _{Na}	0.51	0.53	0.53	0.52	0.53	0.48	0.55	0.53	0.50	0.58	0.51
Ak	55	56	57	56	58	52	59	56	53	59	58
Gehl	27	26	26	26	23	29	24	25	27	28	29
Sodamel	16	15	15	16	17	17	15	17	17	9	10
Fe-Ak	2	3	2	2	2	2	2	2	3	4	3
Ak	67	69	69	69	71	65	71	69	66	67	67
Gehl	33	31	31	31	29	35	29	31	34	33	33

Probe 1004-4, MELILITHE						1004-5, MELILITHE			
Gew. %	Mel 2	Mel 3	Mel 4	Mel 5	Mel 6	Mel 3	Mel 4	Mel 5	Mel 6
SiO ₂	41.83	41.58	41.45	41.30	41.19	41.80	42.44	42.49	41.65
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	8.06	8.57	8.32	7.83	7.91	7.78	7.85	6.57	7.78
Fe ^{gesamt}	0.00	0.00	0.62	0.00	0.87	0.00	0.87	0.63	0.00
MgO	9.87	9.81	9.99	10.29	10.08	9.73	10.12	10.45	9.40
CaO	38.83	38.60	38.56	38.04	39.21	38.35	37.41	38.76	37.69
Na ₂ O	1.64	1.67	1.62	1.69	1.68	1.80	2.02	1.89	1.79
Summe	100.24	100.24	100.56	100.31	99.76	99.48	100.70	100.79	98.30
Si	1.88	1.86	1.86	1.86	1.86	1.89	1.90	1.91	1.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.43	0.45	0.44	0.42	0.42	0.41	0.41	0.35	0.41
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00
Mg	0.66	0.66	0.67	0.69	0.68	0.66	0.67	0.70	0.62
Ca	1.87	1.86	1.86	1.89	1.85	1.86	1.79	1.86	1.79
Na	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.18	0.16	0.16
X _{Na}	0.61	0.60	0.60	0.62	0.62	0.62	0.62	0.67	0.60
Ak	65	64	65	66	65	64	62	66	63
Gehl	21	22	21	20	20	20	19	17	21
Sodamel	14	14	14	14	15	16	17	15	16
Fe-Ak	0	0	0	0	0	0	2	2	0
Ak	75	74	75	77	76	76	76	80	75
Gehl	25	26	25	23	24	24	24	20	25

Probe 390-20, KLINOPYROXENE										1075b, KLINOPYROXENE		
Gew. %	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx12	Cpx15	Cpx16	Cpx17	Cpx18		Cpx 1	Cpx 2	Cpx 4
SiO ₂	54.69	53.02	52.05	50.76	53.86	52.13	52.30	51.69		53.27	49.01	51.60
TiO ₂	0.41	0.59	1.54	0.70	0.36	0.73	0.84	0.76		0.06	0.07	0.38
Al ₂ O ₃	1.97	3.62	3.61	5.29	1.88	4.29	3.61	4.77		1.31	1.68	2.19
Fe ₂ O ₃	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		1.79	3.10	0.16
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		8.51	9.34	13.17
MgO	17.79	17.26	16.97	16.42	17.67	16.89	17.55	16.83		12.45	10.96	9.20
CaO	26.36	26.06	26.06	26.42	26.25	26.00	26.61	26.34		24.71	22.65	23.58
Na ₂ O	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06		0.26	0.23	0.44
Summe	101.29	100.99	100.79	99.63	100.07	100.10	100.91	100.36		102.57	97.23	100.96
Si	1.95	1.90	1.90	1.85	1.95	1.88	1.88	1.87		1.95	1.92	1.95
Ti	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02		0.00	0.00	0.01
Al	0.08	0.15	0.15	0.23	0.08	0.18	0.15	0.20		0.06	0.08	0.10
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.05	0.09	0.01
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.26	0.31	0.42
Mg	0.95	0.92	0.91	0.89	0.95	0.91	0.94	0.91		0.68	0.64	0.52
Ca	1.01	1.00	1.02	1.03	1.02	1.01	1.02	1.02		0.97	0.95	0.96
Na	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.02	0.02	0.03
X _{Fe}	0.92	0.86	0.86	0.80	0.92	0.83	0.86	0.82		0.92	0.89	0.84
Di	96	92	92	89	96	91	93	90		68	62	52
CaTS	3	6	4	9	3	7	5	8		3	4	4
FeTS	0	0	0	0	0	0	0	0		3	4	1
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	0	0		26	30	42
Titan-CaTS	1	2	4	2	1	2	2	2		0	0	1
Di	97	94	96	90	97	93	95	92		96	94	93
CaTS	3	6	4	10	3	7	5	8		4	6	7

Probe 390-13, KLINOPYROXENE													
Gew. %	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 9	Cpx10	Cpx11	Cpx13	Cpx14	
SiO ₂	43.68	42.98	43.56	44.16	42.40	43.78	44.90	44.67	43.26	41.80	43.71	44.51	
TiO ₂	1.89	1.97	1.98	2.04	2.09	2.39	1.59	3.26	1.83	2.88	2.32	1.05	
Al ₂ O ₃	14.58	14.31	13.87	14.80	14.73	14.48	14.14	12.36	14.16	15.03	13.06	12.43	
Fe ₂ O ₃	5.43	5.50	4.90	5.00	6.64	3.81	3.27	2.77	5.05	4.40	2.43	4.24	
FeO	0.13	0.00	0.00	0.36	0.00	1.08	1.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	11.38	11.34	11.72	11.52	11.19	11.75	11.70	13.45	11.40	11.38	11.83	12.50	
CaO	26.05	26.04	26.36	26.25	25.51	25.35	25.39	26.08	25.84	26.20	26.77	26.04	
Na ₂ O	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	
Summe	103.17	102.18	102.38	104.16	102.58	102.64	102.73	101.59	102.57	101.69	100.12	100.76	
Si	1.57	1.56	1.58	1.57	1.54	1.58	1.61	1.60	1.58	1.53	1.61	1.63	
Ti	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.04	0.09	0.05	0.08	0.06	0.03	
Al	0.62	0.61	0.60	0.62	0.63	0.62	0.60	0.52	0.61	0.65	0.57	0.54	
Fe ³⁺	0.15	0.15	0.13	0.13	0.18	0.10	0.09	0.08	0.14	0.12	0.07	0.12	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.61	0.61	0.63	0.61	0.61	0.63	0.63	0.72	0.62	0.62	0.65	0.68	
Ca	1.00	1.01	1.02	1.00	0.99	0.98	0.98	1.00	1.01	1.02	1.06	1.02	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
X _{Fe}	0.50	0.50	0.52	0.50	0.49	0.51	0.51	0.58	0.51	0.49	0.53	0.56	
Di	61	62	64	61	60	62	62	70	62	62	67	67	
CaTS	26	25	25	25	25	23	25	17	26	24	23	24	
FeTS	8	8	6	7	9	5	4	4	7	6	4	6	
Hedenbergit	0	0	0	1	0	3	5	0	0	0	0	0	
Titan-CaTS	5	5	5	6	6	7	4	9	5	8	6	3	
Di	70	71	72	71	71	72	71	80	71	72	74	74	
CaTS	30	29	28	29	29	28	29	20	29	28	26	26	

Probe	390-12, KLINOPYROXENE (Kernbereiche)											
Sam. Z	Cpx 5	Cpx 9	Cpx14	Cpx16	Cpx21	Cpx24	Cpx25	Cpx36	Cpx37	Cpx41	Cpx44	Cpx49
SiO ₂	40.83	41.03	38.72	41.18	41.05	40.67	41.97	41.77	41.21	39.61	40.46	40.05
TiO ₂	2.77	3.18	3.18	2.38	2.30	2.38	2.43	2.31	2.49	2.99	2.78	2.60
Al ₂ O ₃	14.47	14.67	14.63	12.68	14.46	13.54	13.13	13.73	13.37	15.25	14.03	15.46
Fe ₂ O ₃	6.56	6.39	7.97	6.45	5.92	6.65	6.23	6.51	6.88	7.03	6.75	7.62
FeO	0.67	0.00	0.00	0.00	1.12	0.00	0.60	0.26	0.06	0.00	0.00	0.00
MgO	10.15	10.69	14.63	10.98	10.22	10.16	10.83	10.88	10.63	9.96	10.36	9.83
MnO	25.41	25.36	24.90	25.29	24.84	25.61	25.34	25.20	25.37	25.33	25.48	25.50
CaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02
Summe	100.85	101.56	99.21	98.96	99.91	99.02	100.53	100.68	100.00	100.18	99.89	101.08
Si	1.52	1.51	1.47	1.55	1.53	1.54	1.56	1.55	1.54	1.48	1.51	1.48
Ti	0.08	0.09	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07
Al	0.63	0.64	0.65	0.56	0.64	0.60	0.58	0.60	0.59	0.67	0.62	0.68
Fe ³⁺	0.19	0.19	0.23	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18	0.19	0.20	0.19	0.21
Fe ²⁺	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.56	0.52	0.55	0.62	0.57	0.57	0.60	0.60	0.59	0.56	0.58	0.54
Mn	1.01	1.06	1.01	1.02	0.99	1.04	1.01	1.00	1.02	1.01	1.02	1.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.47	0.48	0.46	0.52	0.47	0.49	0.51	0.50	0.50	0.45	0.48	0.45
Si	57	59	55	63	56	59	60	60	60	56	59	55
Al ₂ Si	24	23	24	21	25	24	22	24	23	26	23	27
Fe ₂ Si	9	9	12	9	8	10	9	9	10	10	10	11
Medenbergit	2	0	0	0	4	0	2	1	0	0	0	0
Titant-CaTS	8	9	9	7	7	7	7	6	7	8	8	7
Si	70	72	70	75	70	71	73	71	72	69	72	67
CaTS	30	28	30	25	30	29	27	29	28	31	28	33

Probe	390-12, KLINOPYROXENE (Randbereiche)											
Sam. Z	Cpx 2	Cpx 7	Cpx10	Cpx18	Cpx20	Cpx27	Cpx30	Cpx34	Cpx38	Cpx43	Cpx47	Cpx51
SiO ₂	42.44	39.75	43.41	40.56	41.28	41.62	40.63	43.15	41.53	39.71	43.74	45.02
TiO ₂	1.60	2.23	1.72	2.65	2.24	2.31	2.57	1.73	2.55	2.70	1.23	0.30
Al ₂ O ₃	14.45	15.10	13.65	13.52	14.06	13.22	14.21	12.54	13.65	15.06	12.09	12.21
Fe ₂ O ₃	6.01	6.60	4.33	6.80	6.32	7.00	6.74	6.46	5.83	7.29	5.63	5.98
FeO	0.00	0.00	2.15	0.05	0.37	0.00	0.29	0.00	1.03	0.00	0.50	0.03
MgO	11.08	9.15	10.85	10.50	10.40	10.95	10.19	11.62	10.46	9.89	11.39	11.73
MnO	24.91	26.30	24.97	25.07	25.29	25.62	25.27	25.65	25.20	25.39	25.34	25.89
CaO	0.13	0.06	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00
Summe	100.66	99.20	101.09	99.14	99.97	100.74	99.92	101.18	100.26	100.04	99.96	101.17
Si	1.56	1.50	1.60	1.53	1.53	1.54	1.52	1.59	1.55	1.49	1.62	1.65
Ti	0.04	0.06	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07	0.05	0.07	0.08	0.03	0.01
Al	0.63	0.67	0.59	0.60	0.62	0.58	0.63	0.54	0.60	0.66	0.53	0.53
Fe ³⁺	0.17	0.19	0.12	0.19	0.18	0.20	0.19	0.18	0.16	0.21	0.16	0.17
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
Mg	0.61	0.52	0.60	0.59	0.58	0.61	0.57	0.64	0.58	0.55	0.63	0.64
Ca	0.98	1.06	0.98	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.49	0.43	0.50	0.50	0.48	0.46	0.48	0.54	0.49	0.45	0.54	0.55
Si	60	55	58	60	59	61	57	64	59	56	63	65
Al ₂ Si	27	29	24	22	25	22	25	22	23	25	24	26
Fe ₂ Si	8	10	6	10	9	10	10	9	8	11	8	8
Medenbergit	0	0	7	0	1	0	1	0	3	0	2	0
Titant-CaTS	4	6	5	8	6	7	5	7	8	8	3	1
Si	69	65	71	73	70	73	70	74	72	69	73	72
CaTS	31	35	29	27	30	27	30	26	28	31	27	28

Probe 1018-4			1018-1, KLINOPYROXENE (Kernbereiche)								
Gew. %	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx19	Cpx23	Cpx33	Cpx40	Cpx46
SiO ₂	46.25	46.02	40.46	38.79	39.75	40.81	41.42	39.53	40.96	39.48	41.44
TiO ₂	1.44	1.71	2.36	3.59	2.91	2.88	2.55	3.18	2.41	3.10	2.41
Al ₂ O ₃	10.26	9.91	13.94	14.86	14.07	13.19	13.27	15.29	14.55	14.87	13.25
Fe ₂ O ₃	4.51	3.80	7.07	7.46	6.35	7.76	6.17	7.74	6.92	7.60	6.64
FeO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	0.00	0.19	0.00	0.61
MgO	12.89	12.95	10.41	10.02	10.40	10.07	10.47	9.57	10.19	9.77	10.54
CaO	26.40	25.51	25.56	25.14	25.15	25.77	24.99	25.87	25.49	25.90	25.50
Na ₂ O	0.10	0.17	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02
Summe	101.85	100.10	99.81	99.86	98.65	99.91	99.85	101.24	100.75	100.76	98.92
Si	1.68	1.69	1.52	1.46	1.51	1.53	1.55	1.47	1.52	1.47	1.55
Ti	0.04	0.05	0.07	0.10	0.08	0.08	0.07	0.09	0.07	0.09	0.07
Al	0.44	0.44	0.62	0.66	0.63	0.58	0.59	0.67	0.64	0.65	0.58
Fe ³⁺	0.12	0.11	0.20	0.21	0.18	0.21	0.17	0.22	0.19	0.21	0.19
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02
Mg	0.70	0.71	0.58	0.56	0.59	0.59	0.59	0.53	0.56	0.54	0.59
Ca	1.03	1.00	1.03	1.01	1.02	1.02	1.00	1.03	1.01	1.04	1.01
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Na}	0.61	0.62	0.49	0.46	0.48	0.50	0.50	0.44	0.47	0.45	0.50
Di	72	72	59	56	59	60	59	55	57	56	59
CaTs	18	17	24	23	24	21	23	25	25	24	22
FeTs	6	6	10	11	9	11	8	11	10	11	10
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	3	0	1	0	2
Titan-CaTs	4	5	7	10	8	8	7	9	7	9	7
Di	80	81	71	71	72	74	72	68	69	70	73
CaTs	20	19	29	29	28	26	28	32	31	30	27

Probe 1018-1, KLINOPYROXENE (Randbereiche)												
Gew. %	Cpx10	Cpx11	Cpx14	Cpx15	Cpx16	Cpx18	Cpx20	Cpx22	Cpx26	Cpx27	Cpx42	Cpx45
SiO ₂	39.89	41.16	39.06	42.34	41.02	40.56	40.05	44.45	44.40	44.97	40.15	39.50
TiO ₂	2.88	2.36	3.71	1.49	2.37	2.55	3.09	1.14	0.87	0.23	2.69	2.71
Al ₂ O ₃	13.97	13.46	15.36	12.24	13.45	13.70	13.99	11.42	12.05	10.30	13.44	14.03
Fe ₂ O ₃	7.02	6.93	7.73	6.40	7.36	7.02	6.93	5.03	5.29	5.88	7.77	7.82
FeO	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	1.02	0.00	0.00	0.00
MgO	10.24	10.70	9.78	10.94	10.63	10.12	10.45	12.03	11.50	12.60	10.39	10.37
CaO	25.82	25.33	25.07	27.11	25.31	25.26	25.52	25.73	25.14	26.13	25.48	24.72
Na ₂ O	0.00	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04
Summe	99.83	100.01	101.07	100.56	100.17	99.52	100.08	99.84	100.32	100.13	99.97	99.19
Si	1.50	1.54	1.45	1.58	1.53	1.53	1.50	1.65	1.64	1.67	1.51	1.49
Ti	0.08	0.07	0.10	0.04	0.07	0.07	0.09	0.03	0.02	0.01	0.08	0.08
Al	0.62	0.59	0.67	0.54	0.59	0.61	0.62	0.50	0.53	0.45	0.60	0.63
Fe ³⁺	0.20	0.20	0.22	0.18	0.21	0.20	0.20	0.14	0.15	0.16	0.22	0.22
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	0.57	0.60	0.54	0.61	0.59	0.57	0.58	0.66	0.63	0.70	0.58	0.59
Ca	1.04	1.01	1.00	1.08	1.01	1.02	1.02	1.02	1.00	1.04	1.03	1.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Na}	0.48	0.50	0.45	0.53	0.50	0.48	0.49	0.57	0.55	0.61	0.49	0.48
Di	58	60	54	63	59	58	59	67	63	70	59	58
CaTs	24	23	24	24	23	24	22	23	25	21	22	23
FeTs	10	10	11	9	11	10	10	7	7	8	11	11
Hedenbergit	0	0	1	0	0	1	0	0	3	0	0	0
Titan-CaTs	8	7	10	4	7	7	9	3	2	1	8	8
Di	71	73	70	73	72	71	73	75	72	77	73	72
CaTs	29	27	30	27	28	29	27	25	28	23	27	28

Probe 1028-4, KLINOPYROXENE												
Chem. X	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 7	Cpx10	Cpx12	Cpx13	Cpx14	Cpx16	Cpx17	Cpx18
SiO ₂	39.88	40.92	42.13	41.18	39.56	41.02	39.53	41.04	39.50	40.06	39.76	39.45
TiO ₂	3.37	2.84	1.74	3.30	3.40	2.44	3.60	2.20	3.92	3.45	3.97	3.35
Al ₂ O ₃	14.48	13.95	12.62	14.79	14.85	13.21	14.06	13.24	14.71	13.01	15.12	15.00
Fe ₂ O ₃	5.62	6.10	6.47	5.20	3.68	6.30	6.28	7.81	5.25	6.18	6.36	6.47
FeO	0.36	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.30	10.83	11.42	10.92	10.83	11.43	11.53	11.12	11.15	11.41	10.72	11.01
CaO	24.97	25.20	25.34	25.20	25.12	25.43	25.36	25.14	25.36	25.63	25.31	25.20
Mn ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03
Summe	98.99	99.87	99.74	100.93	99.48	99.86	100.42	100.55	99.97	99.77	101.23	100.51
Si	1.50	1.53	1.57	1.52	1.48	1.53	1.48	1.53	1.48	1.50	1.47	1.47
Ti	0.10	0.08	0.05	0.09	0.10	0.07	0.10	0.06	0.11	0.10	0.11	0.09
Al	0.64	0.61	0.56	0.64	0.66	0.58	0.62	0.58	0.65	0.58	0.66	0.66
Fe ³⁺	0.16	0.17	0.18	0.14	0.16	0.18	0.18	0.22	0.15	0.18	0.18	0.18
Fe ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.58	0.60	0.64	0.60	0.61	0.64	0.64	0.62	0.62	0.64	0.59	0.61
Ca	1.01	1.01	1.01	0.99	1.01	1.02	1.01	1.00	1.02	1.03	1.00	1.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Fe}	0.47	0.50	0.53	0.48	0.48	0.52	0.51	0.52	0.49	0.53	0.47	0.48
Di	59	61	63	60	60	63	61	61	61	63	59	59
CaTS	22	23	23	23	22	21	20	22	21	18	22	23
FeTS	8	8	9	7	8	9	9	11	7	9	9	9
Hedenbergit	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Titan-CaTS	10	8	5	7	10	7	10	6	11	10	11	9
Di	73	73	74	72	73	74	75	73	74	77	73	72
CaTS	27	27	26	28	27	26	25	27	26	23	27	28

Probe 1028-4				664a, KLINOPYROXENE							
Chem. X	Cpx20	Cpx21	Cpx22	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 6	Cpx 7	Cpx10	Cpx11
SiO ₂	39.29	39.38	37.99	43.53	40.43	44.28	43.07	42.86	41.29	41.51	42.42
TiO ₂	3.43	3.51	3.90	1.98	2.08	1.40	2.40	2.67	2.05	3.09	2.77
Al ₂ O ₃	14.58	15.64	15.20	14.58	14.73	14.03	14.82	14.27	13.10	14.19	13.23
Fe ₂ O ₃	6.97	6.38	6.95	4.14	3.33	3.57	3.74	3.96	2.99	4.78	3.94
FeO	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.10	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.91	10.85	10.05	11.48	10.96	11.81	11.30	12.28	11.71	11.99	12.20
CaO	25.05	25.09	25.43	25.42	27.33	25.58	25.84	25.52	29.28	25.64	26.48
Mn ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.06	0.21	0.06	0.05	0.05	0.39	0.02	0.05
Summe	100.32	100.87	99.52	101.73	99.12	100.84	100.37	101.60	100.86	101.22	101.09
Si	1.47	1.46	1.44	1.58	1.52	1.61	1.57	1.56	1.54	1.52	1.56
Ti	0.10	0.10	0.11	0.05	0.06	0.04	0.07	0.07	0.06	0.09	0.08
Al	0.64	0.68	0.68	0.62	0.65	0.60	0.64	0.61	0.57	0.61	0.57
Fe ³⁺	0.20	0.18	0.20	0.11	0.09	0.10	0.10	0.11	0.08	0.13	0.11
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.61	0.60	0.57	0.62	0.61	0.64	0.61	0.67	0.65	0.66	0.68
Ca	1.00	1.00	1.03	0.99	1.10	1.00	1.01	0.99	1.17	1.01	1.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
X _{Fe}	0.49	0.47	0.46	0.50	0.49	0.52	0.49	0.52	0.53	0.52	0.54
Di	59	58	56	62	62	65	62	65	67	64	66
CaTS	21	23	23	26	27	26	25	23	23	21	20
FeTS	10	10	10	5	5	5	5	5	4	6	6
Hedenbergit	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0
Titan-CaTS	10	9	11	5	6	4	7	7	6	9	8
Di	73	71	71	70	70	71	71	74	74	75	77
CaTS	27	29	29	30	30	29	29	26	26	25	23

Probe 390-11, KLINOPYROXENE												
Gew. %	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 8	Cpx 9	Cpx 10	Cpx 11	Cpx 12	Cpx 14	Cpx 15	Cpx 16	Cpx 17
SiO ₂	41.92	43.69	42.93	41.39	42.83	41.64	41.32	41.26	42.71	42.50	42.56	42.76
TiO ₂	2.99	2.28	2.33	2.59	2.62	3.14	3.57	2.68	2.79	2.60	3.10	2.55
Al ₂ O ₃	13.79	13.41	14.09	13.44	13.26	14.29	14.04	14.52	11.98	12.11	12.09	13.07
Fe ₂ O ₃	5.17	3.89	4.52	4.90	4.75	5.07	3.93	4.81	5.03	4.90	5.03	5.17
FeO	0.00	1.09	0.09	0.00	0.31	0.00	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	11.19	11.53	11.25	11.29	11.57	11.20	10.76	11.29	11.74	11.59	11.59	11.52
CaO	25.75	25.38	25.78	25.06	25.36	25.70	24.76	25.45	25.38	25.43	25.92	25.65
Na ₂ O	0.00	0.03	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02
Summe	100.80	101.30	101.07	98.73	100.73	101.07	99.95	100.04	99.67	99.17	100.32	100.73
Si	1.55	1.60	1.57	1.56	1.58	1.53	1.54	1.53	1.59	1.59	1.58	1.57
Ti	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.09	0.10	0.08	0.08	0.07	0.09	0.07
Al	0.60	0.58	0.61	0.60	0.58	0.62	0.62	0.64	0.53	0.53	0.53	0.57
Fe ³⁺	0.14	0.11	0.13	0.14	0.13	0.14	0.11	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14
Fe ²⁺	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.62	0.63	0.61	0.63	0.63	0.61	0.60	0.62	0.65	0.65	0.64	0.63
Ca	1.02	0.99	1.01	1.01	1.00	1.01	0.99	1.01	1.01	1.02	1.03	1.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Na}	0.51	0.52	0.50	0.51	0.53	0.50	0.49	0.50	0.55	0.55	0.55	0.53
Di	63	63	62	63	64	62	59	62	66	66	66	64
CaTs	22	23	25	23	22	22	21	24	19	20	18	22
FeTs	7	5	7	7	7	7	5	6	7	7	7	7
Hedenbergit	0	3	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0
Titan-CaTs	8	6	6	7	7	9	10	8	8	7	9	7
Di	74	73	71	73	74	73	74	72	78	77	79	75
CaTs	26	27	29	27	26	27	26	28	22	23	21	25

Probe 390-11, KLINOPYROXENE					1030-4 KLINOPYROXENE						
Gew. %	Cpx 18	Cpx 20	Cpx 22	Cpx 23	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 7	Cpx 8
SiO ₂	42.97	43.55	42.39	41.67	42.65	44.57	44.94	44.48	44.36	45.13	44.13
TiO ₂	2.91	3.19	3.22	3.32	2.52	1.87	1.63	1.55	1.96	1.95	2.22
Al ₂ O ₃	13.27	12.41	12.95	13.52	13.20	11.25	11.42	11.94	11.29	11.84	11.16
Fe ₂ O ₃	4.80	4.33	5.14	4.52	4.73	4.42	3.86	4.58	4.27	3.70	3.77
FeO	0.00	0.82	0.00	0.45	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	11.82	11.67	11.78	10.90	11.65	12.54	12.60	12.24	12.39	13.23	12.89
CaO	25.76	25.92	25.53	25.58	25.45	25.84	25.47	25.61	25.47	25.50	25.38
Na ₂ O	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.13	0.09
Summe	101.57	101.90	101.03	100.00	100.19	100.49	100.04	100.41	99.83	101.53	99.72
Si	1.57	1.59	1.56	1.55	1.58	1.64	1.65	1.64	1.64	1.64	1.63
Ti	0.08	0.09	0.09	0.09	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06
Al	0.57	0.53	0.56	0.59	0.58	0.49	0.50	0.52	0.49	0.51	0.49
Fe ³⁺	0.13	0.12	0.14	0.13	0.13	0.12	0.11	0.13	0.12	0.10	0.11
Fe ²⁺	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.64	0.63	0.65	0.60	0.64	0.69	0.69	0.67	0.68	0.72	0.71
Ca	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.02	1.00	1.01	1.01	0.99	1.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
X _{Na}	0.53	0.54	0.54	0.51	0.53	0.59	0.58	0.57	0.58	0.59	0.59
Di	65	64	65	62	64	69	69	67	69	70	70
CaTs	21	18	19	21	22	20	20	22	19	20	18
FeTs	6	6	7	8	7	6	6	7	6	5	6
Hedenbergit	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Titan-CaTs	8	9	9	9	7	5	5	4	6	5	6
Di	76	78	77	75	74	78	78	75	79	78	79
CaTs	24	22	23	25	26	22	22	25	21	22	21

1019-4, KLINOPYROXENE									1019-3, KLINOPYROXENE		
Probe	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 1	Cpx 3	Cpx 4
SiO ₂	38.87	39.77	40.00	40.99	40.38	45.54	39.37	45.70	44.82	46.06	46.43
TiO ₂	3.12	2.96	3.38	2.55	2.65	0.96	3.20	0.85	1.80	1.12	0.92
Al ₂ O ₃	14.92	14.36	14.37	12.70	15.48	10.25	14.62	11.70	10.45	10.24	9.91
Fe ₂ O ₃	7.74	7.30	6.63	7.32	6.65	3.12	6.64	3.52	3.31	4.15	3.88
FeO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	10.43	10.36	10.92	11.03	10.31	14.07	10.23	13.60	12.84	12.97	13.30
CaO	24.83	25.13	25.32	25.29	25.19	25.72	25.07	25.76	25.78	26.34	25.97
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.05	0.06	0.04	0.07
Summe	100.97	99.98	100.61	99.89	100.71	99.72	99.21	101.18	99.06	100.93	100.47
Si	1.48	1.49	1.49	1.54	1.50	1.68	1.49	1.66	1.67	1.68	1.70
Ti	0.09	0.08	0.09	0.07	0.07	0.03	0.09	0.02	0.05	0.03	0.03
Al	0.65	0.63	0.63	0.56	0.68	0.45	0.65	0.50	0.46	0.44	0.43
Fe ³⁺	0.22	0.19	0.19	0.21	0.19	0.09	0.19	0.10	0.09	0.11	0.11
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.58	0.61	0.61	0.62	0.57	0.77	0.58	0.74	0.71	0.71	0.73
Ca	0.99	1.01	1.01	1.02	1.00	1.02	1.01	1.00	1.03	1.03	1.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Mg}	0.47	0.48	0.49	0.52	0.46	0.64	0.47	0.60	0.61	0.62	0.63
Di	57	58	60	62	57	74	58	71	72	72	73
CaTs	23	24	22	21	27	19	24	22	18	19	19
FeTs	11	10	9	10	9	4	9	5	5	6	5
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Titan-CaTs	9	8	9	7	7	3	9	2	5	3	3
Di	71	71	73	75	68	80	71	76	80	79	80
CaTs	29	29	27	25	32	20	29	24	20	21	20

Probe 1019-3, KLINOPYROXENE												
Bew. I	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 9	Cpx 11	Cpx 12	Cpx 13	Cpx 14	Cpx 16	Cpx 17	Cpx 18
SiO ₂	44.59	43.83	43.04	44.60	44.96	45.58	43.50	47.51	47.82	45.79	45.91	47.89
TiO ₂	1.37	2.50	2.68	1.73	1.36	1.20	2.30	0.78	0.84	1.35	1.06	0.85
Al ₂ O ₃	10.62	11.16	11.85	10.83	10.69	11.40	11.84	8.59	7.55	10.14	10.97	8.65
Fe ₂ O ₃	3.78	3.99	4.43	3.98	3.75	3.58	4.33	3.38	2.36	3.69	3.44	2.97
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.65	12.31	12.12	12.44	12.56	12.54	12.05	13.64	14.36	13.19	12.77	14.01
CaO	26.05	25.51	25.76	25.87	25.49	25.80	26.28	26.05	26.16	26.42	26.00	25.57
Na ₂ O	0.05	0.07	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.09	0.05	0.02	0.07
Summe	99.11	99.38	99.92	99.50	98.88	100.14	100.35	100.02	99.19	100.65	100.17	100.02
Si	1.66	1.63	1.60	1.65	1.67	1.67	1.61	1.74	1.77	1.68	1.68	1.75
Ti	0.04	0.07	0.08	0.05	0.03	0.03	0.06	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
Al	0.47	0.49	0.52	0.47	0.47	0.49	0.52	0.37	0.33	0.44	0.47	0.37
Fe ³⁺	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.12	0.09	0.07	0.10	0.10	0.08
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.68	0.68	0.67	0.69	0.70	0.69	0.66	0.75	0.79	0.72	0.70	0.76
Ca	1.02	1.02	1.02	1.03	1.02	1.01	1.04	1.02	1.04	1.04	1.02	1.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
X _{Mg}	0.60	0.58	0.56	0.59	0.60	0.58	0.56	0.67	0.71	0.62	0.60	0.67
Di	71	69	68	70	71	70	67	76	80	73	71	77
CaTs	20	18	18	19	20	22	20	17	15	18	21	17
FeTs	5	6	6	6	5	5	6	5	3	5	5	4
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Titan-CaTs	4	7	8	5	4	3	6	2	2	4	3	2
Di	78	80	79	79	78	76	78	82	84	89	77	82
CaTs	22	20	21	21	22	24	22	18	16	20	23	18

Probe 1014-3, KLINOPYROXENE										
Gew. %	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 9	
SiO ₂	44.79	47.75	45.80	42.71	45.88	45.69	44.91	46.98	44.35	
TiO ₂	1.09	0.32	1.02	1.56	0.82	0.51	1.86	0.73	1.75	
Al ₂ O ₃	10.57	8.46	10.18	11.05	9.38	9.58	10.42	8.41	11.45	
Fe ₂ O ₃	4.08	3.26	3.76	4.41	3.88	3.72	4.12	3.35	4.51	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	13.06	14.21	13.49	11.74	13.87	13.68	13.03	14.34	12.73	
CaO	25.54	26.14	25.49	26.91	25.96	25.77	25.32	25.63	25.32	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	99.13	100.14	99.74	98.39	99.79	98.94	99.67	99.44	100.11	
Si	1.67	1.75	1.69	1.62	1.70	1.70	1.66	1.73	1.64	
Ti	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01	0.05	0.02	0.05	
Al	0.46	0.37	0.44	0.49	0.41	0.42	0.45	0.37	0.50	
Fe ³⁺	0.11	0.09	0.10	0.13	0.11	0.10	0.12	0.09	0.13	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.72	0.78	0.74	0.66	0.76	0.76	0.72	0.79	0.70	
Ca	1.02	1.03	1.01	1.09	1.03	1.03	1.00	1.01	1.00	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
X _{Na}	0.61	0.68	0.63	0.57	0.65	0.64	0.61	0.68	0.58	
Di	72	77	73	68	75	74	72	78	69	
CaTs	20	17	19	21	18	20	17	16	20	
FeTs	5	5	5	7	5	5	6	4	6	
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Titan-CaTs	3	1	3	4	2	1	5	2	5	
Di	78	82	80	76	80	79	80	83	78	
CaTs	22	18	20	24	20	21	20	17	22	

Probe 1015-3, KLINOPYROXENE										
Gew. %	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 9	
SiO ₂	49.39	42.59	46.55	43.13	47.45	46.87	50.23	48.32	47.74	
TiO ₂	0.29	2.06	0.59	1.99	0.34	0.64	0.10	0.34	0.61	
Al ₂ O ₃	6.73	10.71	8.08	11.52	8.65	9.98	5.74	7.88	8.75	
Fe ₂ O ₃	3.52	4.24	3.53	4.47	4.05	4.14	2.84	3.41	3.82	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	14.93	12.42	13.99	12.42	13.80	13.47	15.23	14.31	13.86	
CaO	25.90	26.27	25.93	25.35	25.90	25.93	25.89	25.76	25.92	
Na ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	0.09	0.00	
Summe	100.76	98.30	98.70	98.93	100.22	101.07	100.03	100.12	100.69	
Si	1.80	1.61	1.74	1.61	1.74	1.71	1.83	1.77	1.74	
Ti	0.01	0.06	0.02	0.06	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	
Al	0.29	0.48	0.36	0.51	0.37	0.43	0.25	0.34	0.38	
Fe ³⁺	0.10	0.12	0.10	0.13	0.11	0.11	0.08	0.09	0.11	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.81	0.70	0.78	0.69	0.75	0.73	0.83	0.78	0.75	
Ca	1.01	1.06	1.04	1.02	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
X _{Na}	0.74	0.60	0.69	0.58	0.67	0.63	0.77	0.70	0.67	
Di	81	70	77	68	76	73	83	78	75	
CaTs	13	18	16	19	18	20	13	16	17	
FeTs	5	6	5	6	5	5	4	5	6	
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Titan-CaTs	1	6	2	7	1	2	0	1	2	
Di	86	80	83	78	81	79	87	83	82	
CaTs	14	20	17	22	19	21	13	17	18	

Probe 1011-12, KLINOPYROXENE								1087d, KLINOPYROXENE		
Spw. X	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3
SiO ₂	52.34	48.43	49.08	52.58	46.22	49.10	50.03	51.76	49.12	50.20
TiO ₂	0.29	0.42	0.31	0.34	0.30	0.41	0.32	0.48	0.67	0.42
Al ₂ O ₃	3.56	3.69	3.54	3.52	7.40	6.55	5.11	3.93	4.95	3.84
Fe ₂ O ₃	3.53	6.78	4.31	1.89	7.23	6.16	5.80	3.92	3.41	3.46
FeO	1.06	0.70	0.00	2.59	0.61	0.69	0.48	0.01	0.00	0.00
MgO	15.88	13.17	14.67	15.19	12.45	14.05	14.64	16.42	15.13	16.30
CaO	25.48	25.29	25.46	25.57	24.94	25.52	25.81	25.51	25.56	25.89
Na ₂ O	0.17	0.14	0.16	0.16	0.15	0.13	0.09	0.08	0.14	0.13
Summe	102.30	101.14	99.53	101.85	99.31	102.60	102.30	102.10	98.99	100.24
Si	1.88	1.78	1.81	1.90	1.73	1.77	1.81	1.85	1.82	1.84
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	0.19	0.23	0.24	0.15	0.33	0.28	0.22	0.17	0.22	0.17
Fe ³⁺	0.10	0.19	0.12	0.05	0.20	0.17	0.16	0.11	0.10	0.10
Fe ²⁺	0.03	0.02	0.00	0.08	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.85	0.75	0.81	0.82	0.70	0.76	0.79	0.88	0.84	0.89
Ca	0.98	0.99	1.01	0.99	1.00	0.99	1.00	0.98	1.02	1.02
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
X _{Fe}	0.85	0.75	0.77	0.85	0.68	0.73	0.78	0.84	0.80	0.84
Di	85	76	82	82	71	76	79	86	84	87
CaTs	6	12	11	7	16	13	10	7	9	6
FeTs	5	9	6	2	10	8	8	6	5	5
Hedenbergit	3	2	0	8	2	2	2	0	0	0
Titan-CaTs	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2
Di	93	87	88	93	82	85	89	92	90	93
CaTs	7	13	12	7	18	15	11	8	10	7

Probe 1002-2, KLINOPYROXENE												
Spw. X	Cpx1a	Cpx1b	Cpx1c	Cpx1d	Cpx1e	Cpx 2	Cpx3a	Cpx3b	Cpx3c	Cpx 4	Cpx 5	Cpx24*
SiO ₂	47.76	43.55	43.95	43.79	42.40	42.67	43.84	43.74	46.33	45.11	42.65	44.52
TiO ₂	1.72	3.77	3.70	3.84	3.71	3.81	3.83	3.74	2.42	2.74	3.65	2.77
Al ₂ O ₃	9.31	13.44	11.80	12.48	12.70	13.60	13.17	12.40	11.20	10.37	13.98	11.55
Fe ₂ O ₃	-	2.62	2.43	2.13	2.51	2.27	2.46	1.97	2.09	1.93	2.46	-
FeO	1.75*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.01*
MgO	14.58	12.80	13.39	13.06	12.67	12.80	13.05	13.23	14.44	13.84	12.41	13.39
CaO	25.30	25.83	25.84	25.64	25.79	25.81	26.10	26.08	25.86	26.15	25.77	24.92
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.02	0.04
Summe	100.62	102.01	101.11	100.93	99.79	100.96	102.45	101.22	102.37	100.18	100.94	99.31
Si	1.73	1.57	1.60	1.60	1.57	1.56	1.58	1.59	1.66	1.66	1.56	1.64
Ti	0.05	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.07	0.08	0.10	0.08
Al	0.41	0.57	0.51	0.54	0.55	0.59	0.56	0.53	0.47	0.45	0.60	0.50
Fe ³⁺	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.79	0.69	0.73	0.71	0.70	0.70	0.70	0.72	0.77	0.76	0.68	0.74
Ca	0.98	1.00	1.01	1.00	1.02	1.01	1.01	1.02	0.99	1.03	1.01	0.99
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Fe}	0.66	0.55	0.59	0.57	0.56	0.54	0.56	0.58	0.62	0.63	0.53	0.60
Di	78	68	72	70	69	68	69	71	74	75	67	72
CaTs	15	18	15	16	17	18	18	16	16	14	20	17
FeTs	2	4	3	3	4	3	3	3	3	3	3	3
Hedenbergit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Titan-CaTs	5	10	10	11	10	11	10	10	7	8	10	8
Di	84	79	82	82	80	79	80	81	82	84	77	81
CaTs	16	21	18	18	20	21	20	19	18	16	23	19

1002-4, KLINOPYROXENE (alle *)										1004-4, KLINOPYROXENE		
Probe	Cpx 1	Cpx 3	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 9	Cpx 10		Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4
Gew. %												
SiO ₂	41.15	40.10	41.99	45.79	42.87	43.61	43.30	43.13		45.92	42.30	44.24
TiO ₂	3.19	4.06	2.14	2.14	2.90	2.69	2.91	3.12		1.96	3.23	3.07
Al ₂ O ₃	15.79	16.15	14.64	13.58	13.45	13.63	12.86	13.18		10.88	12.95	12.12
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-		2.49	4.24	2.86
FeO	3.61	3.71	3.73	3.45	3.64	3.07	3.11	3.90		0.40	0.00	0.67
MgO	10.77	10.47	11.29	12.02	11.83	11.60	11.99	11.92		12.87	11.39	12.10
CaO	24.50	24.75	25.13	25.22	24.91	24.87	24.51	25.58		25.85	25.98	26.09
Na ₂ O	0.15	0.10	0.11	0.11	0.05	0.10	0.03	0.03		0.04	0.00	0.00
Summe	99.15	99.35	100.57	100.29	99.63	99.56	98.70	100.86		100.42	100.09	101.14
Si	1.53	1.49	1.56	1.61	1.59	1.61	1.61	1.59		1.68	1.57	1.62
Ti	0.09	0.11	0.10	0.06	0.08	0.07	0.08	0.09		0.05	0.09	0.08
Al	0.69	0.71	0.59	0.59	0.59	0.59	0.56	0.57		0.47	0.57	0.52
Fe ³⁺	0.09	0.09	0.10	0.08	0.09	0.07	0.08	0.09		0.07	0.12	0.08
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01		0.01	0.00	0.02
Mg	0.60	0.58	0.64	0.66	0.65	0.64	0.67	0.65		0.70	0.63	0.66
Ca	0.98	0.99	1.02	0.99	0.99	1.00	0.98	1.01		1.01	1.03	1.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
X _{Fe}	0.47	0.45	0.50	0.53	0.52	0.52	0.55	0.53		0.60	0.53	0.56
Di	59	58	64	66	64	65	67	66		71	65	67
CaTs	25	15	19	23	21	23	20	20		19	20	19
FeTs	5	4	5	4	5	4	4	4		4	6	4
Hedenbergit	2	2	2	1	2	1	1	1		1	0	2
Titan-CaTs	9	11	10	6	8	7	8	9		5	9	8
Di	70	70	77	74	75	74	77	77		79	76	79
CaTs	30	30	23	26	25	26	23	23		21	24	21

1004-5, KLINOPYROXENE					1004-11, KLINOPYROXENE							
Probe	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	
Gew. %												
SiO ₂	44.91	43.74	47.13	45.51	49.44	46.61	45.37	46.87	51.71	49.03	49.66	
TiO ₂	2.87	3.73	1.18	2.66	0.92	1.01	2.90	2.18	0.62	0.94	0.99	
Al ₂ O ₃	10.29	11.76	9.01	9.70	8.94	10.19	11.66	9.57	4.15	9.62	8.80	
Fe ₂ O ₃	2.94	3.82	2.82	2.71	0.65	1.51	0.24	1.98	0.73	1.34	1.26	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	1.46	0.00	0.00	0.00	0.45	
MgO	12.93	12.75	13.68	13.37	14.18	13.60	12.56	13.97	16.20	13.81	14.19	
CaO	25.88	26.00	25.97	26.41	25.86	25.29	25.38	26.03	26.31	27.12	26.61	
Na ₂ O	0.05	0.03	0.04	0.02	0.12	0.16	0.11	0.13	0.19	0.15	0.09	
Summe	99.88	101.83	99.82	100.37	101.10	98.37	99.67	100.73	99.90	102.02	102.05	
Si	1.66	1.59	1.73	1.67	1.78	1.73	1.67	1.70	1.88	1.75	1.77	
Ti	0.08	0.10	0.03	0.07	0.03	0.03	0.08	0.06	0.02	0.03	0.03	
Al	0.45	0.50	0.39	0.42	0.38	0.45	0.51	0.41	0.18	0.41	0.37	
Fe ³⁺	0.08	0.10	0.08	0.08	0.02	0.04	0.01	0.05	0.02	0.04	0.03	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	
Mg	0.71	0.69	0.75	0.73	0.76	0.75	0.69	0.76	0.88	0.74	0.76	
Ca	1.02	1.01	1.02	1.04	1.00	1.00	1.00	1.01	1.03	1.04	1.02	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
X _{Fe}	0.61	0.58	0.66	0.64	0.67	0.63	0.58	0.65	0.83	0.65	0.67	
Di	73	70	76	75	77	75	69	77	90	77	78	
CaTs	15	15	17	14	16	20	17	15	7	18	16	
FeTs	4	5	4	4	1	2	1	2	1	2	2	
Hedenbergit	0	0	0	0	3	0	5	0	0	0	1	
Titan-CaTs	8	10	3	7	3	3	8	6	2	3	3	
Di	83	82	82	84	83	79	80	84	93	81	83	
CaTs	17	18	18	16	17	21	20	16	7	19	17	

Probe 1003-1, KLINOPYROXENE											
Gen. 2	Cpx 1	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 9	Cpx10	Cpx11
SiO ₂	53.79	53.81	53.86	53.57	48.19	53.71	53.98	54.21	53.82	54.07	53.88
TiO ₂	0.18	0.16	0.11	0.28	0.69	0.17	0.15	0.15	0.09	0.14	0.18
Al ₂ O ₃	1.31	1.13	1.15	1.36	9.36	0.61	1.40	1.09	0.78	1.38	0.96
Fe ₂ O ₃	2.36	2.04	1.64	1.13	2.37	1.44	1.63	1.76	2.79	1.69	2.68
FeO	3.41	3.52	3.96	4.67	0.58	3.85	3.40	3.59	2.97	3.77	2.38
MgO	15.72	15.71	15.99	15.50	13.61	15.48	15.55	16.05	16.09	16.01	16.47
CaO	23.72	23.68	23.00	23.12	25.96	24.17	24.35	23.43	24.07	23.42	24.08
Na ₂ O	0.57	0.56	0.55	0.51	0.03	0.42	0.51	0.59	0.53	0.53	0.50
Summe	101.08	100.61	100.24	100.15	100.78	99.87	100.87	100.88	101.14	101.01	101.12
Si	1.96	1.96	1.97	1.97	1.75	1.98	1.96	1.97	1.96	1.96	1.95
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	0.06	0.05	0.05	0.06	0.40	0.03	0.06	0.05	0.03	0.06	0.04
Fe ³⁺	0.07	0.06	0.05	0.03	0.07	0.04	0.04	0.05	0.08	0.05	0.07
Fe ²⁺	0.10	0.11	0.12	0.14	0.02	0.12	0.10	0.11	0.09	0.11	0.07
Mg	0.85	0.86	0.87	0.85	0.74	0.85	0.84	0.87	0.87	0.87	0.89
Ca	0.92	0.93	0.90	0.91	1.01	0.95	0.95	0.91	0.94	0.91	0.94
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
X _{Mg}	0.94	0.95	0.95	0.94	0.65	0.97	0.93	0.95	0.96	0.94	0.96
Di	84	84	84	82	74	84	85	85	86	84	88
CaTs	2	1	2	2	18	1	3	2	1	3	1
FeTs	3	3	2	1	4	2	2	2	4	2	3
Hedenbergit	10	11	12	14	2	12	10	11	9	11	7
Titan-CaTs	1	1	0	1	2	1	0	0	0	0	1
Di	98	98	97	98	80	99	97	97	98	97	99
CaTs	2	2	3	2	20	1	3	3	2	3	1

Probe 1003-2, KLINOPYROXENE												
Gen. 2	Cpx1a	Cpx1b	Cpx 2	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 6	Cpx11	Cpx12	Cpx14	Cpx16	Cpx20	Cpx23
SiO ₂	46.04	48.54	46.24	47.19	47.17	45.99	44.77	48.76	48.31	46.77	50.86	145.84
TiO ₂	1.00	0.26	0.68	0.37	0.34	0.37	1.06	0.28	0.22	0.37	0.21	0.31
Al ₂ O ₃	10.52	8.40	10.29	10.09	9.54	10.14	11.70	8.12	8.54	11.34	6.59	11.88
Fe ₂ O ₃	4.52	3.04	5.14	3.55	4.04	5.28	5.10	3.56	4.55	4.34	1.48	5.25
FeO	0.00	0.83	0.14	1.23	0.74	0.00	0.00	0.88	0.39	0.51	1.54	0.00
MgO	13.24	13.83	12.74	12.72	13.26	12.99	12.40	13.96	13.92	12.85	15.10	12.62
CaO	25.80	25.36	25.71	25.65	25.23	25.15	25.50	25.50	25.40	25.63	25.25	25.53
Na ₂ O	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.00	0.04	0.00
Summe	101.12	100.31	100.96	100.80	100.33	99.91	100.56	101.07	101.39	101.82	101.09	101.44
Si	1.68	1.77	1.69	1.72	1.73	1.70	1.64	1.77	1.75	1.69	1.84	1.67
Ti	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.45	0.36	0.44	0.32	0.41	0.44	0.51	0.35	0.37	0.48	0.28	0.51
Fe ³⁺	0.12	0.08	0.14	0.10	0.11	0.15	0.14	0.10	0.12	0.12	0.04	0.14
Fe ²⁺	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.05	0.00
Mg	0.72	0.75	0.69	0.69	0.73	0.71	0.68	0.76	0.75	0.69	0.81	0.68
Ca	1.01	0.99	1.01	1.01	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Mg}	0.61	0.68	0.61	0.62	0.64	0.62	0.57	0.69	0.67	0.59	0.74	0.57
Di	72	75	71	74	72	71	68	75	75	68	79	68
CaTs	19	17	20	16	19	21	22	16	17	23	13	24
FeTs	6	4	7	5	6	7	7	5	6	6	2	7
Hedenbergit	0	3	0	4	2	0	0	3	1	2	5	0
Titan-CaTs	3	1	2	1	1	1	3	1	1	1	1	1
Di	79	82	78	82	79	77	75	82	81	75	86	73
CaTs	21	18	22	18	21	23	25	18	19	25	14	27

1012-6, KLINOPYROXENE											1012-13	
Probe	Cpx 2	Cpx 3	Cpx 4	Cpx 5	Cpx 7	Cpx 8	Cpx 10	Cpx 14	Cpx 15		Cpx 1	Cpx 2
Gew. %											50.28	51.64
SiO ₂	52.75	50.11	50.91	54.26	51.63	49.68	51.82	52.41	54.46		0.69	0.58
TiO ₂	0.16	0.16	0.06	0.00	0.12	0.17	0.23	0.22	0.07		3.24	2.69
Al ₂ O ₃	1.97	3.86	2.86	0.00	2.23	4.74	2.86	3.79	0.00		4.05	2.12
Fe ₂ O ₃	0.11	1.94	2.48	0.14	1.21	2.53	0.00	1.47	0.00		5.14	6.83
FeO	1.36	0.55	0.17	0.86	0.90	0.14	0.98	0.46	0.77		0.35	0.32
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.05	0.04		12.59	12.89
MgO	17.30	15.84	16.65	17.65	16.57	15.92	16.33	16.44	18.51		23.58	23.17
CaO	24.22	24.41	24.26	24.27	24.51	24.07	24.36	25.80	25.67		0.56	0.53
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00		100.49	100.76
Summe	97.86	96.89	97.39	97.24	97.16	97.37	96.65	100.64	99.52			
Si	1.95	1.88	1.90	2.01	1.93	1.86	1.94	1.89	1.98		1.87	1.92
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00		0.02	0.02
Al	0.09	0.17	0.13	0.00	0.10	0.21	0.13	0.16	0.00		0.14	0.12
Fe ³⁺	0.00	0.06	0.07	0.00	0.03	0.07	0.00	0.04	0.00		0.11	0.06
Fe ²⁺	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02		0.16	0.21
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.01	0.01
Mg	0.95	0.89	0.93	0.98	0.92	0.89	0.91	0.89	1.01		0.70	0.71
Ca	0.96	0.98	0.97	0.97	0.98	0.96	0.98	1.00	1.00		0.94	0.92
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.04	0.04
X _{Mg}	0.92	0.84	0.88	1.00	0.90	0.81	0.88	0.85	1.00		0.83	0.86
Di	92	87	90	97	91	86	91	89	98		71	70
CaTS	4	7	6	0	5	9	5	7	0		5	4
FeTS	0	3	3	0	1	3	0	2	0		6	3
Hedenbergit	4	2	1	3	3	1	3	1	2		16	21
Titan-CaTS	0	1	0	0	0	1	1	1	0		2	2
Di	95	92	93	100	95	90	94	93	100		93	95
CaTS	5	8	7	0	5	10	6	7	0		7	5

1012-13, KLINOPYROXENE												
Probe	Cpx 3	Cpx 5	Cpx 7	Cpx 10	Cpx 11	Cpx 17	Cpx 20	Cpx 22	Cpx 24	Cpx 26	Cpx 27	Cpx 28
Gew. %												
SiO ₂	50.92	51.04	49.07	52.91	52.40	52.34	50.89	49.56	50.73	52.88	49.07	52.42
TiO ₂	0.62	0.59	0.81	0.36	0.34	0.16	0.30	0.25	0.21	0.16	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	3.11	2.20	3.55	1.67	2.63	2.55	4.04	6.39	5.53	2.62	5.34	4.42
Fe ₂ O ₃	3.12	3.77	3.54	1.45	1.89	1.91	2.84	3.18	2.80	1.40	3.97	1.88
FeO	5.52	5.69	10.56	5.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.39	0.39	0.62	0.40	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
MgO	12.55	13.06	8.63	14.42	17.48	17.40	16.72	15.43	15.72	17.65	16.07	16.73
CaO	23.92	23.13	23.17	24.22	26.01	26.05	26.00	25.77	25.87	26.06	25.53	25.90
Na ₂ O	0.54	0.58	0.68	0.28	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Summe	100.69	100.44	100.63	100.85	100.79	100.41	100.82	100.59	100.86	100.76	100.23	101.50
Si	1.89	1.90	1.87	1.94	1.89	1.90	1.85	1.80	1.84	1.91	1.80	1.88
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	0.14	0.10	0.16	0.07	0.11	0.11	0.17	0.27	0.24	0.11	0.23	0.19
Fe ³⁺	0.09	0.11	0.10	0.04	0.05	0.05	0.08	0.09	0.08	0.04	0.11	0.05
Fe ²⁺	0.17	0.18	0.34	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.70	0.73	0.49	0.92	0.79	0.94	0.90	0.84	0.85	0.95	0.88	0.89
Ca	0.95	0.92	0.95	0.95	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	1.00	0.99
Na	0.04	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Mg}	0.84	0.88	0.76	0.92	0.89	0.90	0.84	0.75	0.78	0.90	0.79	0.83
Di	71	72	51	81	91	92	88	82	84	93	84	88
CaTS	5	3	6	2	5	5	7	12	11	5	11	9
FeTS	5	5	5	2	3	3	4	5	4	2	5	3
Hedenbergit	17	18	36	14	0	0	0	0	0	0	0	0
Titan-CaTS	2	2	2	1	1	0	1	1	1	0	0	0
Di	93	96	89	97	95	94	92	87	89	95	88	90
CaTS	7	4	11	3	5	6	8	13	11	5	12	10

Probe 390-13, GRANAT							1030-9, GRANAT	
Chem. X	Bro 1	Bro 2	Bro 3	Bro 4	Bro 5	Bro 6	Bro 1	Bro 2
SiO ₂	39.43	38.88	37.94	38.04	40.40	38.63	38.28	38.57
TiO ₂	1.14	1.37	1.61	2.93	0.94	1.89	1.03	0.92
Al ₂ O ₃	18.12	16.31	15.79	14.78	18.15	16.34	16.15	16.37
Fe ₂ O ₃	5.63	8.64	8.73	9.48	5.65	8.42	7.73	7.72
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	0.57	0.47	0.64	0.75	0.46	0.64	0.54	0.52
CaO	36.51	36.78	36.33	36.09	36.94	36.55	35.97	36.00
Summe	101.40	102.45	101.23	102.08	102.55	102.48	99.70	100.09
Si	2.98	2.94	2.90	2.91	3.02	2.92	2.97	2.97
Ti	0.07	0.08	0.09	0.17	0.05	0.11	0.06	0.05
Al	1.61	1.45	1.43	1.33	1.60	1.46	1.48	1.49
Fe ³⁺	0.32	0.49	0.50	0.55	0.32	0.48	0.45	0.45
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.07	0.05	0.07	0.09	0.05	0.07	0.06	0.06
Ca	2.96	2.98	2.98	2.96	2.96	2.96	2.99	2.98
Gro	80	71	69	63	80	70	74	74
Pyrop	2	2	2	3	2	2	2	2
Andr	16	24	26	28	16	24	22	22
Ti-Andr	2	3	3	6	2	4	2	2

Probe 390-12, Granat												
Chem. X	Bro 1	Bro 2	Bro 4	Bro 5	Bro 6	Bro 7	Bro 8	Bro 9	Bro10	Bro11	Bro12	Bro13
SiO ₂	38.47	37.17	36.56	37.73	38.21	36.42	36.95	36.43	36.62	36.29	36.65	36.26
TiO ₂	2.11	2.96	3.30	1.85	2.59	3.33	2.86	3.40	3.39	3.19	3.01	4.11
Al ₂ O ₃	14.07	12.95	11.68	11.86	13.22	12.34	12.86	12.18	12.21	11.87	11.96	11.19
Fe ₂ O ₃	10.31	10.94	11.84	12.45	10.09	11.74	11.43	11.70	11.71	11.54	11.45	11.54
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	0.76	0.78	0.83	0.56	1.81	0.85	0.78	0.84	0.78	0.80	0.83	0.88
CaO	35.16	34.92	35.72	35.77	35.17	35.07	34.97	35.84	35.18	35.43	35.53	35.34
Summe	100.95	99.71	99.94	100.23	101.10	99.75	99.85	100.39	99.89	99.12	99.43	99.32
Si	2.98	2.93	2.89	2.97	2.95	2.88	2.91	2.86	2.89	2.89	2.91	2.89
Ti	0.12	0.18	0.20	0.11	0.15	0.20	0.17	0.20	0.20	0.19	0.18	0.25
Al	1.28	1.20	1.09	1.10	1.20	1.15	1.20	1.13	1.14	1.11	1.12	1.05
Fe ³⁺	0.60	0.65	0.70	0.74	0.59	0.70	0.68	0.69	0.70	0.69	0.68	0.69
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.09	0.09	0.10	0.07	0.21	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.11
Ca	2.92	2.95	3.02	3.02	2.91	2.97	2.95	3.02	2.98	3.02	3.02	3.02
Gro	62	57	55	58	59	55	57	56	55	57	57	54
Pyrop	3	3	3	2	7	3	3	3	3	3	3	3
Andr	31	33	35	36	29	35	34	34	35	34	34	35
Ti-Andr	4	6	7	4	5	7	6	7	7	6	6	8

Probe 1018-4			1018-2, GRANAT (Kerne/Ränder)								
Gew.%	Gro 1	Gro 2	Gro14	Gro15	Gro16	Gro17	Gro19	Gro20	Gro21	Gro22	Gro23
SiO ₂	38.25	36.67	39.65	39.76	39.47	39.52	37.90	37.00	35.79	35.95	36.23
TiO ₂	2.08	4.10	0.50	0.67	0.52	0.96	2.40	3.36	3.84	4.59	4.12
Al ₂ O ₃	15.57	14.05	19.86	19.52	19.64	19.23	15.40	14.21	14.58	13.94	13.70
Fe ₂ O ₃	8.51	9.55	3.36	3.28	3.48	4.04	7.39	7.77	7.89	8.89	8.86
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.69	0.96	0.66	0.66	0.63	0.89	0.70	0.74	0.94	0.88	0.80
CaO	36.06	35.69	36.61	37.13	37.11	36.71	35.43	36.19	35.93	35.38	36.01
Summe	101.19	101.03	100.67	101.02	100.87	101.38	99.23	99.27	99.01	99.63	99.73
Si	2.94	2.84	2.99	2.99	2.97	2.97	2.96	2.90	2.81	2.83	2.84
Ti	0.12	0.24	0.03	0.04	0.03	0.05	0.14	0.20	0.23	0.27	0.24
Al	1.41	1.28	1.76	1.73	1.74	1.70	1.42	1.31	1.35	1.29	1.27
Fe ³⁺	0.49	0.56	0.19	0.19	0.20	0.23	0.43	0.46	0.47	0.53	0.52
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	0.11	0.07	0.07	0.07	0.10	0.08	0.09	0.11	0.10	0.09
Ca	2.96	2.96	2.95	2.99	2.99	2.95	2.97	3.04	3.03	2.98	3.03
Gros	69	59	88	88	87	84	70	67	65	60	62
Pyrop	3	4	2	2	2	3	3	3	4	3	3
Andr	24	29	9	9	10	11	22	23	23	28	27
Ti-Andr	4	8	1	1	1	2	5	7	8	9	8

Probe 664a, Granat								
Gew. %	Gro 1	Gro 2	Gro 3	Gro 4	Gro 5	Gro 6	Gro 7	Gro 8
SiO ₂	38.14	38.45	40.13	37.63	36.26	38.29	36.36	35.15
TiO ₂	2.11	1.92	0.31	1.03	4.53	2.01	4.56	5.09
Al ₂ O ₃	16.77	17.20	19.91	17.37	14.02	16.68	14.31	13.71
Fe ₂ O ₃	7.07	5.69	4.35	5.55	9.29	6.81	9.01	9.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.72	0.82	0.44	0.68	1.11	0.88	1.18	1.17
CaO	35.67	36.62	37.20	35.86	35.56	36.12	35.54	35.06
Summe	100.48	100.70	102.35	98.13	100.77	100.79	100.97	99.19
Si	2.93	2.93	2.98	2.94	2.82	2.93	2.82	2.78
Ti	0.12	0.11	0.02	0.06	0.27	0.12	0.27	0.30
Al	1.52	1.55	1.75	1.60	1.28	1.50	1.31	1.28
Fe ³⁺	0.41	0.33	0.24	0.33	0.54	0.39	0.53	0.54
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	0.09	0.05	0.08	0.13	0.10	0.14	0.14
Ca	2.94	2.99	2.96	3.00	2.96	2.96	2.95	2.97
Gro	73	77	85	79	59	73	59	57
Pyrop	3	3	2	3	4	3	5	5
Andr	20	16	12	16	28	20	27	28
Ti-Andr	4	4	1	2	9	4	9	10

390-11, GRANAT					1030-4, GRANAT							
Probe	Bro 1	Bro 2	Bro 3	Bro 4	Bro 1	Bro 2	Bro 3	Bro 4	Bro 5	Bro 6	Bro 7	
SiO ₂	38.69	39.24	38.86	36.67	38.69	38.20	38.39	38.96	38.25	38.60	39.04	
TiO ₂	0.88	0.95	0.64	0.25	1.26	1.36	1.42	1.45	1.43	0.56	0.73	
Al ₂ O ₃	17.57	17.83	18.18	17.64	15.59	17.09	16.51	18.67	18.02	20.09	18.54	
Fe ₂ O ₃	5.57	6.17	5.35	5.29	5.00	6.03	6.89	4.88	5.59	2.82	5.22	
FeO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.60	0.64	0.68	0.46	1.89	0.64	0.60	0.76	0.76	0.75	0.62	
CaO	35.97	35.80	36.58	38.42	36.69	36.68	36.44	35.97	35.83	36.90	36.44	
Summe	99.28	100.69	100.29	98.72	99.16	100.03	100.27	100.69	99.89	99.74	100.59	
Si	2.99	2.99	2.96	2.84	2.98	2.93	2.95	2.96	2.93	2.93	2.97	
Ti	0.05	0.05	0.04	0.02	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.03	0.04	
Al	1.60	1.60	1.63	1.61	1.41	1.55	1.50	1.67	1.63	1.80	1.66	
Fe ³⁺	0.32	0.35	0.31	0.31	0.29	0.35	0.40	0.28	0.32	0.16	0.30	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.07	0.07	0.08	0.05	0.22	0.07	0.07	0.09	0.09	0.09	0.07	
Ca	2.97	2.92	2.99	3.18	3.03	3.02	3.00	2.93	2.94	3.00	2.97	
Bro	80	78	81	83	78	78	75	80	78	88	82	
Pyrop	2	2	3	2	7	2	2	3	3	3	2	
Andr	16	18	15	14	13	17	20	14	16	8	15	
Ti-Andr	2	2	1	1	2	3	3	3	3	1	1	

1026-1, GRANAT										
Probe	Bro 9	Bro10	Bro11	Bro12	Bro13	Bro14	Bro15	Bro16	Bro17	Bro18
SiO ₂	37.78	38.20	37.14	37.92	38.00	37.96	37.74	37.49	37.38	38.03
TiO ₂	1.55	1.69	2.07	1.92	1.03	2.15	2.36	1.84	2.93	1.70
Al ₂ O ₃	15.72	15.46	14.25	14.36	16.58	14.09	14.07	14.48	12.43	15.67
Fe ₂ O ₃	8.50	8.45	10.43	10.46	7.23	10.43	10.44	9.93	10.73	8.14
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.40	0.49	0.52	0.54	0.52	0.54	0.54	0.57	0.67	0.61
CaO	36.19	36.09	35.73	35.83	35.38	35.74	35.84	35.71	36.46	36.29
Summe	100.17	100.41	100.16	101.06	98.75	100.91	100.99	100.04	100.61	100.46
Si	2.93	2.95	2.90	2.94	2.97	2.95	2.93	2.93	2.92	2.93
Ti	0.09	0.10	0.12	0.11	0.06	0.13	0.14	0.11	0.17	0.10
Al	1.44	1.41	1.31	1.31	1.53	1.29	1.29	1.33	1.14	1.42
Fe ³⁺	0.50	0.49	0.61	0.61	0.43	0.61	0.61	0.58	0.63	0.47
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07
Ca	3.00	2.99	2.99	2.97	2.96	2.97	2.98	2.99	3.05	3.00
Bro	71	70	63	63	75	64	62	65	60	72
Pyrop	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2
Andr	24	25	31	31	21	30	31	29	31	23
Ti-Andr	3	3	4	4	2	4	5	4	6	3

Probe 1002-4, GRANAT				1003-1, GRANAT			1011-12, GRANAT			
Gew. %	Gro 1*	Gro 2*	Gro 3*	Gro 1	Gro 4	Gro 5	Gro 1	Gro 2	Gro 6	Gro 7
SiO ₂	38.43	38.47	38.68	40.26	39.29	39.20	37.61	37.27	37.64	36.76
TiO ₂	1.67	2.05	1.12	0.28	0.47	0.44	1.04	1.09	0.75	0.92
Al ₂ O ₃	16.81	16.90	18.45	19.46	16.41	17.34	11.45	11.35	10.06	12.27
Fe ₂ O ₃	-	-	-	3.65	7.75	6.83	14.06	14.41	17.20	13.09
FeO	6.56	6.31	4.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.13	0.12	0.06	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.12	0.14
MgO	0.88	0.85	0.70	0.76	0.63	0.63	0.49	0.56	0.41	0.39
CaO	36.29	35.59	34.91	36.99	36.15	36.35	35.35	35.14	35.02	35.34
Summe	100.79	100.29	98.67	101.40	100.71	100.80	100.13	99.92	101.20	98.91
Si	2.94	2.95	2.99	3.01	3.01	2.99	2.97	2.96	2.97	2.93
Ti	0.10	0.12	0.07	0.02	0.03	0.03	0.06	0.07	0.05	0.06
Al	1.52	1.53	1.68	1.72	1.48	1.56	1.07	1.06	0.94	1.15
Fe ³⁺	0.38	0.36	0.27	0.21	0.45	0.39	0.83	0.86	1.02	0.79
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.10	0.10	0.08	0.09	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05
Ca	2.98	2.92	2.89	2.97	2.97	2.97	3.00	2.99	2.97	3.02
Gros	77	78	83	86	75	78	54	53	46	57
Pyrop	3	3	3	2	2	3	2	2	2	2
Andr	17	15	12	10	22	19	42	43	50	39
Ti-Andr	3	4	2	1	1	1	2	2	2	2

Probe 1012-6, Granat							1012-13, GRANAT			
Gew. %	Gro 2	Gro 3	Gro 4	Gro 6	Gro 8	Gro 9	Gro 2	Gro 3	Gro 4	Gro 6
SiO ₂	39.21	37.81	39.26	36.27	38.22	39.37	38.95	39.42	39.71	34.74
TiO ₂	0.75	0.73	0.15	4.81	1.16	0.27	0.24	0.73	0.59	5.73
Al ₂ O ₃	14.94	16.33	18.17	10.39	13.57	18.30	19.69	16.37	16.03	7.56
Fe ₂ O ₃	8.82	7.89	5.44	13.43	9.27	4.99	11.70	11.71	11.54	14.99
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.08	0.18	0.07	0.13	0.14	0.10	0.09	0.07	0.04	0.27
MgO	0.39	0.53	0.65	0.96	0.52	0.42	0.83	0.51	0.61	1.00
CaO	36.22	35.76	36.37	34.96	36.46	37.22	36.13	35.85	36.40	34.78
Summe	100.42	99.23	100.11	101.13	99.34	100.66	99.53	100.13	102.33	99.07
Si	3.03	2.94	3.00	2.86	3.00	2.99	2.97	3.03	3.00	2.83
Ti	0.04	0.04	0.01	0.29	0.07	0.02	0.01	0.04	0.03	0.35
Al	1.36	1.50	1.63	0.97	1.25	1.64	1.77	1.48	1.43	0.73
Fe ³⁺	0.51	0.46	0.31	0.80	0.56	0.29	0.21	0.42	0.51	0.92
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.06	0.07	0.11	0.06	0.05	0.09	0.05	0.07	0.12
Ca	3.00	2.98	2.97	2.95	3.06	3.02	2.96	2.95	2.95	3.03
Gro	70	76	82	51	69	83	87	76	71	42
Pyrop	2	2	2	4	2	2	3	2	2	4
Andr	27	21	16	34	28	14	10	21	26	33
Ti-Andr	1	1	0	11	2	1	0	1	1	21

WOLLASTONITE

Probe	390-13			1018-4		664a		390-11	
Gen. I	Wol 1	Wol 2	Wol 3	Wol 1	Wol 2	Wol 1	Wol 2	Wol 1	Wol 3
SiO ₂	52.08	51.94	52.69	51.24	51.70	52.94	52.79	51.40	52.21
MgO	0.24	0.23	0.12	0.19	0.19	0.26	0.30	0.35	0.20
CaO	48.81	48.02	48.45	47.56	49.15	48.40	48.70	48.79	48.62
Na ₂ O	0.10	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.07	0.00
Summe	101.62	100.20	101.34	99.09	101.08	101.62	101.84	100.92	101.03
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	1.00	0.99	0.99	1.00	1.01	0.98	0.99	1.01	1.00

Probe	1030-4	1026-1	1015-3			
Gen. I	Wol 1	Wol 1	Wol 1	Wol 2	Wol 3	Wol 4
SiO ₂	50.92	52.11	51.58	51.93	52.02	51.72
MgO	0.14	0.11	0.00	0.00	0.00	0.06
CaO	48.10	49.11	48.20	48.48	48.75	48.84
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
Summe	99.25	101.38	99.77	100.43	100.78	100.64
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	1.02	1.00
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.01	1.01	1.00	1.00	1.03	1.01

Probe	1002-4			1002-6			1004-4	1004-11
Gen. I	Wol 2	Wol 3	Wol 4	Wol 2	Wol 3	Wol 4	Wol 1	Wol 1
SiO ₂	50.80	51.85	51.56	51.18	51.19	51.36	51.68	52.17
MgO	0.42	0.27	0.36	0.27	0.27	0.37	0.20	0.19
CaO	47.35	47.10	46.78	47.48	47.14	46.68	49.43	49.56
Na ₂ O	0.00	0.01	0.07	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02
K ₂ O	0.01	0.11	0.12	0.05	0.03	0.06	0.04	0.00
Summe	98.99	99.32	99.97	99.21	98.90	98.79	101.39	101.98
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.99	0.98	0.98	0.99	0.99	0.98	1.01	1.01

ERZE

Probe	517		390-13		1018-1		390-11	
Gen. I	Erz 1	Erz 2	Erz 1	Erz 3	Erz 1	Erz 2	Erz 1	Erz 2
FeO	64.76	67.74	79.85	77.41	82.47	81.58	79.86	81.08
Fe	50.34	52.66	62.07	60.17	64.10	63.41	62.08	63.02
Probe	390-20							
Gen. I	Erz 1	Erz 2	Erz 3	Erz 4	Erz 5	Erz 6		
FeO	80.28	63.34	81.11	63.86	81.82	63.38		
Fe	62.40	49.23	63.05	49.64	63.60	49.27		

Probe 1016-4, MONTICELLIT								
Gew. %	Mtc 1	Mtc 2	Mtc 3	Mtc 5	Mtc 6	Mtc 7	Mtc 8	Mtc 9
SiO ₂	37.92	38.49	38.35	38.45	38.15	37.21	38.28	38.51
FeO	1.85	3.68	2.79	2.44	2.43	1.80	2.32	1.82
MnO	0.18	0.13	0.00	0.15	0.05	0.07	0.12	0.12
MgO	25.57	24.81	24.96	24.88	24.92	24.98	24.75	24.78
CaO	35.00	35.05	35.12	35.01	35.11	35.12	35.06	34.98
Summe	100.52	102.17	101.24	100.92	100.65	99.19	100.52	101.21
Si	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00
Fe ²⁺	0.04	0.08	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04
Mg	0.99	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.96	0.99
Ca	0.98	0.97	0.98	0.98	0.98	0.99	0.98	0.97
T°C	939	952	895	887	870	823	843	959
Fo	3	3	2	2	2	2	2	3
Fay	0	0	0	0	0	0	0	0
Mtc	93	90	92	93	93	94	93	93
Kirsch	4	7	6	5	5	4	5	4

Probe 1013-1, MONTICELLIT								
Gew. %	Mtc10	Mtc11	Mtc12	Mtc13	Mtc14	Mtc15	Mtc16	Mtc17
SiO ₂	36.83	36.94	38.34	38.02	38.11	38.35	36.99	33.14
FeO	3.12	2.88	3.51	3.15	3.30	3.44	3.25	2.83
MnO	0.13	0.11	0.13	0.10	0.10	0.12	0.12	0.11
MgO	24.53	24.56	24.76	24.25	24.59	24.91	24.85	24.29
CaO	34.69	34.92	34.92	34.83	34.97	34.54	34.30	34.85
Summe	99.29	99.40	101.66	100.37	101.11	101.43	99.83	98.29
Si	0.98	0.98	0.99	1.00	0.99	1.00	0.97	0.97
Fe ²⁺	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06
Mg	0.97	0.97	0.96	0.95	0.96	0.97	0.97	0.97
Ca	0.98	0.99	0.97	0.98	0.98	0.96	0.97	1.00
T°C	917	878	945	861	910	990	995	833
Fo	3	2	3	2	3	4	4	2
Fay	0	0	0	0	0	0	0	0
Mtc	91	92	90	91	90	89	90	92
Kirsch	6	6	7	7	7	7	6	6

Probe 390-12, MONTICELLIT				1014-3, MONTICELLIT					
Gew. %	Mtc 1	Mtc 3	Mtc 4	Mtc 2	Mtc 3	Mtc 4	Mtc 5	Mtc 6	Mtc 7
SiO ₂	38.47	38.33	38.73	37.58	37.50	37.13	37.07	37.40	37.55
FeO	0.91	1.00	1.17	4.56	4.17	3.92	4.19	4.16	4.42
MgO	25.05	25.10	25.05	22.83	22.94	22.89	22.78	22.95	22.95
CaO	36.52	36.70	36.29	35.47	35.08	35.74	35.98	34.32	35.19
Summe	100.95	101.13	101.24	100.43	99.73	99.68	99.02	99.84	100.11
Si	1.00	1.00	1.01	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10
Mg	0.97	0.98	0.97	0.90	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
Ca	1.01	1.02	1.01	1.01	1.00	1.02	1.00	1.01	1.00
Fo	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fay	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mtc	98	98	98	90	91	92	91	91	90
Kirsch	2	2	2	10	9	8	9	9	10

Probe 1012-1, MONTICELLIT							1012-10, MONTICELLIT			1012-11	
Gew. %	Mtc 1	Mtc 2	Mtc 3	Mtc 4	Mtc 5		Mtc 1	Mtc 2	Mtc 4	Mtc 1	Mtc 2
SiO ₂	37.71	37.57	37.82	38.42	38.28		38.21	38.25	37.60	37.32	37.88
FeO	3.09	3.19	3.23	3.17	3.43		3.41	3.07	3.24	3.45	3.36
MgO	24.44	23.56	23.92	24.65	24.02		24.16	24.03	24.33	24.20	24.01
CaO	35.16	34.33	34.97	35.13	35.31		35.48	35.73	35.73	35.21	35.77
Summe	100.44	98.73	100.00	101.42	101.08		101.27	101.12	100.95	100.24	101.06
Si	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00		1.00	1.00	0.98	0.98	0.99
Fe ²⁺	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08		0.07	0.07	0.07	0.08	0.07
Mg	0.96	0.94	0.94	0.96	0.94		0.94	0.94	0.95	0.95	0.94
Ca	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99		0.99	1.00	1.00	0.99	1.00
T°C	839	802	779	878	766		766	-	737	823	-
Fo	2	1	1	2	1		1	0	1	2	0
Fay	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0
Mtc	92	92	92	91	92		92	93	92	91	93
Kirsch	7	7	7	7	7		7	7	7	7	7

Probe 1012-13b, MONTICELLIT							1012-6b, MONTICELLIT		
Gew. %	Mtc 1	Mtc 2	Mtc 3	Mtc 4	Mtc 5	Mtc 6	Mtc 1	Mtc 2	Mtc 3
SiO ₂	38.27	37.80	38.65	37.83	38.83	38.15	38.76	37.48	37.50
FeO	5.29	3.95	4.33	3.44	4.51	4.30	3.54	3.90	3.56
MnO	0.20	0.18	0.23	0.49	0.20	0.24	0.15	0.27	0.13
MgO	23.50	23.58	23.33	24.13	23.72	23.77	24.39	24.01	23.91
CaO	35.42	35.21	35.82	35.48	35.30	35.42	34.55	34.57	34.63
Summe	102.72	100.72	102.38	101.36	102.57	101.88	101.42	100.23	99.76
Si	0.99	0.99	1.00	0.99	1.01	0.99	1.01	0.99	0.99
Fe ²⁺	0.12	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	0.91	0.92	0.90	0.94	0.92	0.92	0.95	0.94	0.94
Ca	0.98	0.99	1.00	0.99	0.98	0.99	0.96	0.98	0.98
T°C	861	779	-	823	843	823	939	925	870
Fo	2	1	1	2	2	2	3	3	2
Fay	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mtc	87	90	90	90	88	89	90	89	90
Kirsch	11	9	9	8	10	9	7	8	8

Probe 1013-1, FORSTERIT										
Bew. I	Fa 6	Fa 9	Fa 10	Fa 11	Fa 12	Fa 13	Fa 14	Fa 15	Fa 16	Fa 17
SiO ₂	41.14	42.60	41.57	41.36	41.64	42.17	43.05	41.46	41.61	41.60
FeO	2.34	1.90	2.72	2.61	3.68	3.35	3.84	2.93	3.30	2.99
MnO	0.14	0.08	0.12	0.13	0.14	0.12	0.15	0.14	0.12	0.09
MgO	57.22	56.37	55.53	55.68	54.75	55.58	55.01	55.26	54.91	55.14
CaO	0.51	0.55	0.42	0.47	0.47	0.51	0.56	0.46	0.46	0.44
Summe	101.35	101.50	100.37	100.26	100.69	101.74	102.61	100.24	100.45	100.25
Si	0.96	0.99	0.98	0.98	0.98	0.99	1.00	0.98	0.98	0.98
Fe ²⁺	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06
Mg	1.98	1.96	1.95	1.96	1.93	1.94	1.91	1.95	1.94	1.94
Ca	0.013	0.014	0.011	0.012	0.012	0.013	0.014	0.012	0.012	0.011
T°C	811	821	790	811	801	811	821	801	801	801
Fo	97	97	96	96	95	95	95	96	96	96
Fay	2	2	3	3	4	3	4	3	3	3
Mtc	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Kirsch	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Probe 1016-4, FORSTERIT					1087d	519, FORSTERIT				
Bew. I	Fa 2	Fa 3	Fa 4	Fa 5	Fa 1	Fa 1	Fa 3	Fa 4	Fa 6	Fa 7
SiO ₂	42.51	41.98	42.62	41.99	39.72	41.61	42.37	42.07	41.74	42.31
FeO	1.90	2.04	1.93	1.33	7.22	4.97	3.40	3.32	4.23	3.87
MnO	0.12	0.11	0.09	0.08	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	56.85	56.07	56.69	56.56	50.35	54.31	55.24	55.34	55.04	54.85
CaO	0.39	0.44	0.58	0.47	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.76	100.70	101.90	100.42	98.32	100.94	101.01	100.73	101.11	101.06
Si	0.99	0.98	0.90	0.98	0.98	0.99	1.00	0.99	0.98	1.00
Fe ²⁺	0.04	0.04	0.04	0.03	0.15	0.10	0.07	0.07	0.08	0.08
Mg	1.97	1.96	1.96	1.98	1.88	1.92	1.94	1.94	1.93	1.93
Ca	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T°C	790	801	830	801	876	-	-	-	-	-
Fo	97	97	97	98	90	95	97	97	96	96
Fay	2	2	2	1	8	5	3	3	4	4
Mtc	1	1	1	1	2	0	0	0	0	0
Kirsch	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Probe 1015-3, WILKEIT												
Bew. I	Wil 1	Wil 2	Wil 3	Wil 4	Wil 5	Wil 6	Wil 7	Wil 8	Wil 9	Wil 10	Wil 11	Wil 12
SiO ₂	12.57	12.78	13.35	13.17	13.32	14.05	13.32	13.29	12.12	12.03	12.47	12.56
CaO	56.81	58.27	57.58	58.04	56.97	57.12	57.41	57.89	55.36	55.32	54.90	55.22
Na ₂ O	0.14	0.09	0.12	0.09	0.15	0.10	0.10	0.13	0.23	0.22	0.23	0.21
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.40
F	2.15	0.94	0.76	1.68	1.82	0.83	1.22	1.40	0.80	1.29	0.93	0.94
Cl	0.34	0.33	0.35	0.36	0.38	0.36	0.37	0.38	0.36	0.37	0.38	0.34
Summe	71.05	71.96	71.84	72.58	71.90	72.09	71.92	72.41	68.58	68.75	68.55	68.91
Rest:												
S ₂ P ₂ OH	28.95	28.04	28.16	27.42	28.10	27.91	28.08	27.59	31.42	31.25	31.45	31.09

SPINELLE

Probe	1015-3		1014-3		1028-4			1002-2	
Seq. I	Spl 2	Spl 3	Spl 1	Spl 2	Spl 1	Spl 2	Spl 3	Spl 1	Spl 2
Al ₂ O ₃	64.98	65.80	65.08	64.76	63.37	63.67	63.67	71.65	70.26
TiO ₂	0.06	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.05
MgO	25.72	25.06	25.37	25.33	23.28	22.91	22.95	26.08	25.88
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.30	0.46	0.00	0.51
FeO	8.32	7.06	8.49	7.99	11.64	11.20	11.43	5.70	4.90
Summe	99.08	99.17	98.94	98.10	98.81	98.08	98.56	103.47	101.60
Al	1.91	1.92	1.91	1.91	1.90	1.92	1.91	1.98	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.94	0.92	0.94	0.93	0.87	0.86	0.86	0.91	0.92
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.18	0.19	0.18	0.17	0.26	0.25	0.26	0.11	0.10

Probe	1012-1		1012-10	1013-1		1013-2	
Seq. I	Spl 1	Spl 2	Spl 1	Spl 3	Spl 4	Spl 1	Spl 2
Al ₂ O ₃	64.67	64.19	64.59	59.81	60.17	61.98	62.12
TiO ₂	0.17	0.16	0.11	0.33	0.32	0.20	0.21
MgO	26.72	26.52	27.15	25.34	25.13	25.65	25.82
Mn	0.00	0.00	0.00	0.11	0.10	0.00	0.00
FeO	9.69	9.98	7.65	13.14	12.22	10.80	10.30
Summe	101.25	100.85	99.50	98.73	97.94	98.63	98.45
Al	1.88	1.87	1.89	1.82	1.83	1.86	1.86
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.98	0.98	1.00	0.98	0.97	0.97	0.98
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.20	0.21	0.16	0.29	0.26	0.23	0.22

Probe	1016-4		1012-13		
Seq. I	Spl 1	Spl 2	Spl 1	Spl 2	Spl 3
Al ₂ O ₃	63.26	64.88	64.26	64.74	65.90
TiO ₂	1.07	0.87	0.00	0.00	0.13
MgO	26.44	26.04	25.46	24.72	24.80
MnO	0.09	0.08	0.00	0.00	0.07
FeO	7.06	7.34	8.79	8.78	8.89
Summe	97.92	99.19	98.51	98.24	99.79
Al	1.79	1.91	1.90	1.93	1.93
Ti	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Mg	0.94	0.97	0.93	0.94	0.92
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.35	0.15	0.19	0.18	0.19

PEROWSKITE

Probe	1013-1		1012-1
Seq. I	Pws 1	Pws 2	Pws 1
TiO ₂	55.29	56.13	56.19
CaO	39.25	39.25	40.10
FeO	2.02	1.34	1.35
Ca	0.99	0.99	1.00
Ti	0.98	0.99	0.98
Fe	0.04	0.03	0.04

Probe	1015-3, VESUVIAN							
Gen. %	Ves 1	Ves 2	Ves 3	Ves 4	Ves 5	Ves 6	Ves 7	Ves 8
SiO ₂	37.80	37.76	37.53	37.02	37.33	37.33	37.05	37.03
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	1.55	0.00
Al ₂ O ₃	17.40	17.28	17.77	17.30	17.63	17.87	16.59	18.26
FeO	1.50	1.31	0.76	1.43	1.27	1.34	2.22	1.46
MgO	4.54	4.50	4.02	3.68	3.95	4.07	3.79	4.01
CaO	36.14	37.15	36.82	35.80	36.71	37.13	36.98	36.51
Na ₂ O	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.67	0.65	0.00	0.59	0.00	0.85	0.00	0.52
Cl	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00
Summe	98.11	98.72	96.90	95.82	96.99	98.61	98.21	97.79
(minus O=C:)	97.82	98.44		95.57		98.24	98.20	97.57
Si	18.14	18.00	18.14	18.17	18.07	17.92	17.84	17.82
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.60	0.00
Al	9.84	9.71	10.13	10.01	10.08	10.12	9.43	10.36
Fe ²⁺	0.61	0.53	0.31	0.59	0.51	0.53	0.90	0.59
Mg	3.25	3.24	2.89	2.70	2.85	2.91	2.72	2.88
Ca	18.59	18.97	19.07	18.84	18.07	19.10	19.09	18.83
Na	0.03	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.01	0.86	0.00	0.59	0.00	0.75	0.00	0.78
Cl	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00

[illegible]

Probe 664a, LATIUMIT				1030-4, LATIUMIT							
Spew. X	Lat 1	Lat 2	Lat 3	Lat 1	Lat 2	Lat 3	Lat 4	Lat 5	Lat 6	Lat 7	Lat 8
SiO ₂	27.61	28.79	27.38	27.53	27.28	27.47	27.35	27.52	27.82	27.74	27.29
Al ₂ O ₃	23.37	21.96	22.74	22.20	22.25	22.17	22.00	22.40	22.17	22.41	23.20
HgO	0.37	0.56	0.62	0.43	0.42	0.45	0.39	0.45	0.42	0.38	0.37
CaO	29.26	29.66	29.71	29.33	29.43	29.32	29.18	29.61	29.78	29.65	29.36
Na ₂ O	0.60	0.66	0.71	0.55	0.58	0.54	0.54	0.54	0.49	0.49	0.47
K ₂ O	7.97	7.88	7.89	8.40	8.34	8.12	8.21	8.33	8.20	8.19	8.27
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	89.18	89.51	89.05	88.44	88.32	88.07	87.67	88.85	88.88	88.86	88.96
Si	5.15	5.35	5.12	5.19	5.17	5.20	5.21	5.17	5.22	5.21	5.10
Al	5.13	4.79	5.03	4.93	4.96	4.96	4.96	4.97	4.93	4.93	5.12
Hg	0.11	0.17	0.17	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Ca	5.82	5.90	5.97	5.95	5.96	5.96	5.95	5.98	5.98	5.97	5.89
Na	0.22	0.22	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22
K	1.90	1.89	1.91	2.04	2.03	1.93	1.95	2.03	1.92	1.91	2.02

Probe 1019-3, LATIUMIT						1018-4, LATIUMIT				
Spew. X	Lat 1	Lat 2	Lat 3	Lat 4	Lat 5	Lat 1	Lat 2	Lat 3	Lat 4	Lat 5
SiO ₂	28.91	28.13	27.90	28.72	28.56	28.98	28.37	28.40	28.89	28.45
Al ₂ O ₃	21.50	22.52	23.19	21.47	21.32	22.17	21.76	22.27	21.96	21.66
HgO	0.63	0.45	0.42	0.64	0.59	0.42	0.52	0.50	0.53	0.46
Ca	29.69	29.77	29.37	29.04	29.93	29.77	29.44	29.00	28.82	29.21
Na ₂ O	0.82	0.61	0.59	0.87	0.80	0.68	0.92	0.77	0.88	0.46
K ₂ O	8.25	8.19	8.16	8.22	8.19	8.24	8.28	8.34	8.32	8.26
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	89.82	89.67	89.63	88.96	89.29	90.26	89.29	89.28	89.42	88.62
Si	5.36	5.23	5.18	5.38	5.32	5.34	5.30	5.30	5.36	5.34
Al	4.70	4.96	5.09	4.73	4.71	4.83	4.78	4.90	4.80	4.82
Hg	0.17	0.11	0.11	0.17	0.17	0.11	0.17	0.17	0.17	0.11
Ca	5.89	5.93	5.85	5.86	6.00	5.86	5.89	5.77	5.75	5.87
Na	0.33	0.22	0.22	0.34	0.34	0.22	0.34	0.22	0.34	0.23
K	2.00	1.90	1.89	1.91	1.91	1.99	2.02	2.02	2.01	2.03

Probe 390-11, LATIUMIT												
Spew. X	Lat 1	Lat 2	Lat 3	Lat 4	Lat 5	Lat 6	Lat 7	Lat 8	Lat 9	Lat 10	Lat 11	Lat 12
SiO ₂	28.39	28.89	28.66	30.57	28.08	29.09	28.97	28.38	27.84	29.93	28.44	28.48
Al ₂ O ₃	22.58	22.38	22.30	21.20	22.15	21.22	20.73	21.51	22.02	20.30	21.97	21.58
HgO	0.66	0.57	0.69	0.90	0.57	0.69	0.58	0.57	0.55	0.90	0.56	0.54
CaO	30.22	29.65	29.42	30.25	29.84	30.16	29.01	30.04	29.64	29.54	29.92	29.76
Na ₂ O	0.70	0.72	0.84	0.54	0.68	0.54	0.71	0.52	0.67	0.53	0.74	0.69
K ₂ O	7.97	7.96	7.95	7.86	7.86	7.76	7.85	7.81	7.78	7.82	7.94	7.97
SO ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.84	7.42	8.20	7.53	8.51	6.61	8.45	8.46
Summe	90.72	90.17	89.86	91.32	97.02	96.88	96.05	96.36	97.01	95.63	98.02	97.48
Si	5.24	5.31	5.31	5.53	5.26	5.40	5.47	5.31	5.22	5.55	5.29	5.34
Al	4.89	4.87	4.85	4.52	4.87	4.64	4.61	4.76	4.89	4.46	4.81	4.76
Hg	0.17	0.17	0.17	0.27	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.28	0.17	0.17
Ca	5.96	5.86	5.83	5.86	5.96	6.02	5.90	6.01	5.98	5.86	5.99	5.96
Na	0.22	0.22	0.33	0.22	0.25	0.22	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.25
K	1.88	1.88	1.89	1.85	1.91	1.89	1.93	1.91	1.92	1.90	1.90	1.91
SO ₄	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.10	1.04	1.15	1.05	1.19	0.93	1.18	1.18

Probe	1002-2, PHLOGOPIT			1002-4		1015-3, CLINTONIT		
Gen. %	Phla7	Phla8	Phla9	Phla1	Phla2	Clin1	Clin2	Clin3
SiO ₂	39.23	39.55	38.88	38.13	38.49	42.73	42.66	43.88
TiO ₂	0.58	0.50	0.79	0.03	0.10	0.12	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.53	18.08	17.04	19.32	18.53	18.06	16.72	16.57
FeO	1.33	1.44	1.32	1.32	2.06	2.80	2.90	2.69
MgO	25.31	25.37	25.41	24.68	24.63	21.03	20.19	19.93
CaO	0.99	0.13	0.92	0.07	2.60	12.97	13.28	13.31
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.03	0.02
K ₂ O	11.23	11.33	10.71	10.59	8.51	0.00	0.00	0.00
Summe	95.31	96.39	95.10	94.19	95.00	97.78	95.71	96.40
Si	5.52	5.50	5.48	5.40	5.40	2.60	2.36	2.35
Ti	0.06	0.06	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al	2.90	2.84	2.92	3.24	3.18	7.24	7.11	7.35
Fe ²⁺	0.16	0.16	0.16	0.16	0.24	0.34	0.34	0.32
Mg	5.30	5.26	5.34	5.22	5.16	4.51	4.26	4.22
Ca	0.02	0.02	0.14	0.02	0.40	2.00	2.01	2.03
K	2.02	2.02	1.92	1.92	1.52	0.00	0.00	0.00

Probe	1012-13, PHLOGOPIT					1012-6, PHLOGOPIT		
Gen. %	Phla7	Phla8	Phla9	Phla10	Phla11	Phla1	Phla2	Phla3
SiO ₂	37.42	36.97	36.65	36.01	36.20	35.48	37.01	36.63
TiO ₂	0.13	0.20	0.29	0.25	0.30	0.15	0.08	0.16
Al ₂ O ₃	18.52	19.12	19.59	19.60	19.60	20.60	14.74	18.47
FeO	2.12	2.67	2.37	2.07	3.06	2.25	1.99	2.35
MgO	25.55	25.32	24.24	24.53	23.49	23.85	25.08	25.23
Na ₂ O	0.06	0.09	0.09	0.15	0.12	0.07	0.06	0.05
K ₂ O	11.02	10.27	9.92	10.00	10.05	10.21	9.93	10.31
Summe	94.80	94.64	93.15	92.61	92.82	92.71	88.89	93.20
Si	5.32	5.25	5.28	5.23	5.25	5.16	5.38	5.28
Ti	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00	0.02
Al	3.10	3.22	3.32	3.34	3.34	3.53	2.54	3.15
Fe ²⁺	0.26	0.30	0.26	0.26	0.39	0.26	0.26	0.30
Mg	5.42	5.38	5.20	5.31	5.10	5.16	5.43	5.41
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.96	1.88	1.82	1.83	1.83	1.93	1.84	1.91

Probe	1012-11, CLINTONIT					
Gen. %	Clin1	Clin2	Clin3	Clin4	Clin5	Clin6
SiO ₂	17.30	16.91	18.59	16.20	20.03	16.25
TiO ₂	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	44.03	43.48	41.17	45.16	39.33	45.11
FeO	0.89	1.77	0.93	1.24	1.37	0.84
MgO	20.97	20.88	22.34	20.11	21.62	20.60
CaO	13.22	13.02	12.44	13.11	13.66	13.17
Na ₂ O	0.30	0.08	0.45	0.07	0.39	0.18
Summe	96.83	96.14	95.92	95.89	96.42	96.19
Si	2.39	2.37	2.60	2.26	2.78	2.26
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	7.18	7.17	6.45	7.42	6.47	7.43
Fe ²⁺	0.13	0.21	0.13	0.17	0.17	0.08
Mg	4.33	4.37	4.63	4.19	4.48	4.27
Ca	1.96	1.93	1.84	2.01	2.05	1.97
Na	0.08	0.00	0.17	0.00	0.08	0.00

Probe 1103 A, Calcit/Dolomit

	Cc 2	Cc 2a	Cc 3	Cc 3a	Cc 4	Cc 4a	Cc 4b	Cc 5	Cc 7	Cc 8	Cc 9	Cc 10
CaCO ₃	99.90	95.36	100.00	96.58	96.99	96.81	96.51	96.74	94.03	95.32	96.00	96.57
MgCO ₃	3.97	3.33	3.84	3.49	3.87	3.63	3.28	4.67	4.25	3.98	4.10	4.17
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.10
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	103.87	98.69	104.83	99.07	100.85	100.44	99.78	101.41	98.28	99.30	100.10	100.74
Temp. (°C)	490	460	480	470	485	475	460	510	500	490	495	500

	Cc 11	Cc 12	Cc 13	Cc 14	Cc 15	Cc 16	Cc 17	Cc 18	Cc 19	Cc 20	Cc 21	Cc 22
CaCO ₃	95.51	96.08	96.71	92.93	95.81	93.76	93.43	94.49	95.10	94.35	93.88	95.24
MgCO ₃	4.21	3.76	3.15	3.67	3.20	3.70	4.69	4.08	4.48	4.19	4.52	2.90
FeCO ₃	0.09	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.71	99.83	99.86	96.59	99.01	97.45	98.12	98.57	99.58	98.54	98.40	98.15
Temp. (°C)	500	480	445	475	445	480	510	495	510	500	510	425

	Cc 23	Cc 24	Cc 25	Cc 26	Cc 28	Cc 29	Cc 30	Cc 32	Cc 34	Cc 35	Cc 36	Cc 37
CaCO ₃	95.48	95.05	94.95	93.85	92.12	94.96	94.80	94.63	95.06	94.19	95.82	94.60
MgCO ₃	2.87	4.08	3.86	4.83	4.98	3.86	4.15	3.65	3.84	3.97	3.76	3.77
FeCO ₃	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	98.35	99.13	98.81	98.68	97.09	98.82	98.95	98.28	98.90	98.16	99.58	98.37
Temp. (°C)	425	495	485	520	525	485	495	475	480	490	480	480

	Cc 38	Cc 39	Cc 40	Cc 41	Cc 42	Cc 43	Cc 44	Do 1	Do 2	Do 3	Do 4
CaCO ₃	95.17	95.12	95.46	95.57	93.71	95.42	94.35	55.03	55.37	55.55	56.04
MgCO ₃	4.08	3.76	3.46	3.63	4.55	3.63	3.87	44.10	44.47	43.93	44.42
FeCO ₃	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.25	98.89	98.92	99.20	98.26	99.05	98.22	99.13	99.84	99.48	100.46
Temp. (°C)	495	480	470	475	510	475	485				

	Do 5	Do 6	Do 7	Do 8	Do 9	Do 11	Do 12	Do 13	Do 14	Do 15	Do 16	Do 17
CaCO ₃	56.05	55.31	55.68	55.57	55.16	55.77	54.74	55.23	55.59	51.71	54.73	55.73
MgCO ₃	43.41	44.84	44.83	43.73	44.34	44.85	46.23	43.94	44.11	49.31	43.40	43.92
FeCO ₃	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.56	100.15	100.51	99.30	99.50	100.62	100.97	99.17	99.70	101.02	98.13	99.65

	Do 18	Do 19	Do 20	Do 21	Do 22	Do 23	Do 24
CaCO ₃	55.62	54.03	54.74	54.66	54.12	55.24	53.68
MgCO ₃	44.01	44.69	43.40	44.29	42.80	43.87	42.51
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.13
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.63	98.72	98.14	98.95	96.92	99.11	96.19

Probe 545 B, Calcit/Dolomit													
	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Cc 5	Cc 6	Cc 8	Cc 9	Cc 13	Cc 14	Cc 15	Cc 16	
CaCO ₃	99.86	100.97	98.28	100.03	99.00	99.26	95.03	100.48	99.79	101.78	98.41	99.34	
MgCO ₃	2.42	0.80	2.64	3.00	3.02	2.98	5.58	1.66	1.76	0.35	2.48	2.66	
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	102.28	101.77	100.92	103.03	102.02	102.24	100.61	102.14	101.55	102.13	100.89	102.00	
Temp. (°C)	-	-	400	440	440	440	550	-	-	-	-	400	

	Cc 17	Cc 18	Cc 19	Cc 20	Cc 21	Cc 22	Do 1	Do 2	Do 3	Do 4	Do 5
CaCO ₃	98.87	97.64	96.18	99.75	97.70	98.21	56.79	56.47	57.06	56.27	55.10
MgCO ₃	2.42	3.68	4.82	3.39	3.66	3.72	44.28	45.83	44.69	45.35	46.72
FeCO ₃	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.18	0.15	0.22
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.29	101.32	100.99	103.14	101.36	101.93	101.07	102.49	101.93	101.77	102.04
Temp. (°C)	-	475	520	465	475	480					

	Do 6	Do 7	Do 8	Do 10	Do 11	Do 12	Do 14	Do 15	Do 16	Do 17	Do 18	Do 19
CaCO ₃	55.77	55.62	55.47	56.00	55.83	54.30	55.23	53.25	56.19	55.22	55.60	55.50
MgCO ₃	45.57	44.51	45.79	44.74	45.44	46.83	45.73	45.99	43.70	44.97	46.23	44.52
FeCO ₃	0.33	0.16	0.13	0.12	0.22	0.00	0.19	0.34	0.00	0.13	0.10	0.13
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.67	100.29	101.39	100.86	101.49	101.13	101.15	99.24	99.89	100.32	101.93	100.15

Probe	545 C, Calcit/Dolomit												
	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Cc 5	Cc 6	Cc 7	Cc 9	Cc 10	Cc 11	Cc 12	Cc 13	
CaCO ₃	97.43	93.37	96.49	98.38	95.71	97.75	98.02	96.64	95.80	96.77	96.42	93.43	
MgCO ₃	2.90	7.73	2.98	3.66	3.13	3.26	2.89	2.94	3.41	3.09	3.08	7.39	
FeCO ₃	0.24	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	100.33	101.10	99.46	102.03	98.84	101.00	100.91	99.57	99.21	99.86	99.50	100.82	
Temp. (°C)	425	610	435	475	445	445	425	435	465	445	445	600	
	Do 1	Do 2	Do 3	Do 4	Do 5	Do 6	Do 7	Do 8	Do 9	Do 11	Do 12	Do 13	
CaCO ₃	54.50	54.50	54.26	53.45	53.18	52.54	53.72	54.46	54.58	54.86	54.78	54.32	
MgCO ₃	45.08	43.76	45.32	43.68	45.48	47.07	45.58	45.36	45.36	43.95	44.61	44.04	
FeCO ₃	0.16	0.22	0.24	0.24	0.26	0.48	0.20	0.22	0.26	0.16	0.13	0.25	
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	99.74	98.48	99.82	97.37	98.92	100.09	99.50	100.04	100.20	98.97	99.52	98.61	
	Do 15	Do 16	Do 17	Do 18	Do 20	Do 21							
CaCO ₃	55.74	55.65	55.11	52.25	54.73	54.40							
MgCO ₃	43.52	44.08	43.10	48.06	44.61	44.62							
FeCO ₃	0.16	0.16	0.18	0.74	0.25	0.23							
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Summe	99.42	99.89	98.39	101.05	99.59	99.25							

Probe 545 E, Calcit/Dolomit

	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Cc 6	Cc 7	Cc 9	Cc 11	Cc 12	Cc 14	Cc 15	Cc 17
CaCO ₃	96.15	94.44	95.22	94.66	96.40	98.18	96.33	96.42	97.60	97.08	96.86	96.45
MgCO ₃	3.52	3.41	3.50	3.81	2.84	2.37	2.77	3.03	2.31	2.71	2.68	2.52
FeCO ₃	0.00	0.00	0.09	0.00	0.10	0.18	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.67	97.85	98.71	98.47	99.24	100.55	99.10	99.44	99.91	99.79	99.53	98.96
Temp. (°C)	470	460	470	480	425	-	405	440	-	405	400	-

	Do 2	Do 3	Do 4	Do 5	Do 6	Do 7	Do 8	Do 9	Do 10	Do 12	Do 13	Do 14
CaCO ₃	54.43	54.70	55.11	55.15	54.75	55.13	54.51	55.12	50.11	54.60	55.00	54.88
MgCO ₃	45.44	45.60	44.37	44.46	44.97	45.08	44.48	43.22	48.49	43.94	44.93	44.28
FeCO ₃	0.10	0.14	0.22	0.19	0.22	0.14	0.18	0.11	0.30	0.14	0.29	0.13
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.97	100.44	99.70	99.80	99.94	100.35	99.17	98.45	98.90	98.68	100.22	99.29

Probe 545 G, Calcit/Dolomit

	Cc 1	Cc 2	Cc 4	Cc 5	Cc 6	Cc 7	Cc 9	Cc 10	Cc 11	Cc 12	Cc 13
CaCO ₃	96.73	97.01	96.03	97.49	95.74	98.36	99.85	97.72	98.39	96.22	98.78
MgCO ₃	4.14	4.02	3.00	1.65	3.76	3.00	1.72	2.86	3.32	5.20	2.41
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.87	101.02	99.03	99.14	99.50	101.36	101.57	100.58	101.71	101.42	101.19
Temp. (°C)	495	490	440	-	480	440	-	425	460	535	-

	Do 2	Do 3	Do 5	Do 6	Do 7	Do 8	Do 9	Do 11	Do 12	Do 13	Do 14	Do 15
CaCO ₃	55.93	53.62	54.92	55.43	55.24	54.96	55.62	55.92	55.07	55.03	54.79	55.09
MgCO ₃	42.96	45.70	44.88	42.70	44.74	44.53	44.48	44.16	44.65	44.21	44.67	44.87
FeCO ₃	0.21	0.31	0.38	0.27	0.15	0.22	0.15	0.33	0.30	0.18	0.21	0.15
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	99.10	99.63	100.18	98.40	100.13	99.71	100.25	100.41	100.02	99.42	99.67	100.11

Probe 545 H, Calcit

	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Cc 5	Cc 6	Cc 7	Cc 8	Cc 9	Cc 10	Cc 11	Cc 12
CaCO ₃	99.28	100.28	98.06	101.12	101.15	99.77	99.18	90.25	99.88	101.34	99.83	100.89
MgCO ₃	2.70	2.79	3.03	0.66	1.57	3.52	3.09	11.84	3.38	2.27	3.51	2.85
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.98	103.08	101.08	101.75	102.72	103.29	102.26	102.09	103.26	103.61	103.34	103.74
Temp. (°C)	405	405	440	-	-	470	440	710	460	-	470	425

	Cc 14	Cc 15	Cc 17	Cc 18	Cc 19	Cc 20	Cc 21	Cc 22	Cc 23	Cc 24	Cc 25	Cc 26
CaCO ₃	100.94	101.77	101.09	101.06	100.62	100.42	100.33	97.51	97.83	93.68	99.84	100.51
MgCO ₃	2.40	2.14	2.05	2.71	2.44	3.20	1.73	2.49	2.18	7.30	3.15	3.09
FeCO ₃	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.12	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	103.34	103.91	103.14	103.77	103.06	103.62	102.06	99.99	100.01	100.97	102.99	103.60
Temp. (°C)	-	-	-	405	-	445	-	400	-	600	440	440

Probe 545 H, Dolomit												
	Do 1	Do 2	Do 3	Do 4	Do 5	Do 6	Do 7	Do 8	Do 9	Do 10	Do 11	Do 13
CaCO ₃	55.62	55.54	54.66	55.64	55.65	56.40	55.69	55.32	54.62	55.70	56.73	55.50
MgCO ₃	44.17	44.41	44.97	44.16	45.57	44.14	44.37	44.09	43.28	43.03	45.47	45.02
FeCO ₃	0.24	0.26	0.26	0.00	0.21	0.33	0.14	0.20	0.19	0.00	0.25	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	100.03	100.21	99.89	99.80	101.43	100.87	100.20	99.61	98.09	98.73	102.45	100.52
	Do 14	Do 15	Do 16	Do 17	Do 18	Do 19	Do 20	Do 21	Do 22	Do 23	Do 24	Do 25
CaCO ₃	56.26	56.33	56.08	55.79	54.24	55.81	48.93	56.36	55.16	56.36	56.37	56.20
MgCO ₃	45.13	44.54	44.77	45.97	46.75	45.07	52.17	44.59	43.81	44.29	44.03	44.75
FeCO ₃	0.18	0.16	0.14	0.12	0.13	0.17	0.92	0.32	0.30	0.19	0.35	0.28
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.57	101.03	101.09	101.88	101.15	101.05	102.02	101.27	99.47	100.84	100.75	101.23

Probe 545 L, Calcit/Dolomit									
	Cc 1	Cc 4	Cc 6	Cc 7	Cc 7a	Cc 8			
CaCO ₃	100.08	102.47	98.65	97.01	97.86	99.79	Do 1	Do 2	
MgCO ₃	3.43	1.39	4.95	5.72	4.31	4.52	56.56	60.41	
FeCO ₃	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	44.53	40.73	
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.36	
Summe	103.51	103.86	103.60	102.72	102.17	103.31	0.00	0.00	
Temp. (°C)	465	-	525	550	500	510	101.49	101.50	

Probe 1095-k, Calcit/Dolomit											
	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Do 1	Do 2	Do 3	Do 4	Do 5	Do 6	
CaCO ₃	96.57	97.25	98.13	99.63	56.58	60.54	61.86	53.48	53.98	52.71	
MgCO ₃	5.44	2.65	3.53	2.99	44.68	39.40	38.05	45.45	45.52	46.39	
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.23	0.21	0.23	
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	102.00	99.90	101.66	102.62	101.38	99.94	99.91	99.16	99.71	99.33	
Temp. (°C)	520	405	465	440							

Probe 1090-5, Calcit/Dolomit											
	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Cc 5	Cc 6	Cc 7	Cc 8	Cc 9	Cc 10	Cc 11
CaCO ₃	98.90	97.38	96.74	97.19	96.45	98.08	97.38	97.83	97.51	96.30	97.21
MgCO ₃	2.41	2.95	2.70	2.53	4.35	3.19	3.56	2.73	3.33	4.27	4.44
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.31	100.32	99.44	99.72	100.81	101.27	100.94	100.56	100.84	100.57	101.65
Temp. (°C)	-	435	410	400	505	445	475	405	460	500	510
	Do 1	Do 2	Do 4	Do 5	Do 6	Do 7					
CaCO ₃	54.90	54.49	55.65	55.50	55.24	52.96					
MgCO ₃	44.96	44.41	44.66	45.13	45.51	48.69					
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Summe	99.86	98.90	100.31	100.63	100.75	101.65					

Probe 1090-6, Calcit												
	Cc 1	Cc 2	Cc 3	Cc 4	Cc 5	Cc 6	Cc 8	Cc 9	Cc 10	Cc 11	Cc 12	Cc 16
CaCO ₃	98.94	95.79	96.08	99.54	96.56	99.86	100.80	100.71	99.73	99.18	97.99	99.91
MgCO ₃	3.42	3.09	6.38	2.41	7.21	3.14	2.63	3.01	3.13	3.33	3.79	2.71
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	102.36	100.88	102.45	101.95	103.77	103.00	103.43	103.72	102.86	102.51	101.78	102.61
Temp. (°C)	470	525	575	-	600	445	405	440	445	460	480	410

	Cc 20	Cc 21	Cc 22	Do 1	Do 2	Do 3	Do 4	Do 5	Do 6	Do 7	Do 8
CaCO ₃	100.37	100.25	100.62	56.56	56.21	55.97	56.52	56.11	56.19	55.99	55.48
MgCO ₃	3.43	2.94	3.15	45.86	45.09	44.61	45.05	44.55	45.39	45.72	43.62
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	103.80	103.19	103.77	102.42	101.30	100.58	101.57	100.66	101.58	101.71	99.10
Temp. (°C)	455	435	445								

	Do 9	Do 10	Do 11	Do 12	Do 13	Do 14	Do 15
CaCO ₃	56.69	56.72	56.74	57.30	57.02	56.72	56.72
MgCO ₃	44.90	45.00	45.83	43.27	45.61	45.66	45.34
FeCO ₃	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	101.72	101.72	101.57	100.57	102.63	102.38	102.06

Probe 1090-10, Calcit							
	Cc 3	Cc 4	Cc 6	Cc 8	Cc 9	Cc 10	Cc 12
CaCO ₃	101.07	101.83	101.25	99.73	101.68	101.09	101.86
MgCO ₃	2.46	1.90	2.45	2.82	1.92	2.52	1.90
FeCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnCO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	103.52	103.73	103.70	102.55	103.60	103.61	103.76
Temp. (°C)	-	-	-	425	-	400	-

6.5 GESAMTGESTEINSANALYSEN

Probe Nr.	2-2A	2-3	2-4	2-5	2-6	2-8	2-10	2-11	4-4	4-5	4-6H	4-6D
Gew. % :												
SiO ₂	12.29	22.66	16.58	9.00	15.07	39.59	17.91	20.74	12.44	13.44	16.89	41.20
TiO ₂	0.20	0.31	0.24	0.17	0.24	0.48	0.37	0.29	0.22	0.23	0.25	0.47
Al ₂ O ₃	3.37	7.33	4.18	2.90	4.60	11.54	5.16	6.12	4.03	4.02	5.08	7.84
Fe ₂ O ₃	1.60	2.58	1.74	1.34	1.92	3.86	1.90	2.18	1.65	1.71	1.78	3.48
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.09	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.07
MgO	4.42	1.93	3.04	2.17	2.56	4.82	2.38	4.27	1.51	3.70	3.14	3.18
CaO	44.94	45.86	38.57	49.45	47.23	37.14	44.63	42.36	49.63	45.35	44.58	40.08
Na ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.38	0.03	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.07	0.01	0.06	0.23	0.01	0.05	0.03	0.04	0.01	0.19
CO ₂	28.57	18.79	32.40	31.85	24.88	0.84	22.39	20.00	21.92	28.43	24.78	3.54
TOTAL	95.54	99.22	96.97	97.03	96.72	98.71	95.00	96.18	92.13	97.09	96.39	100.15
ppm :												
BA	40	95	29	196	55	138	134	93	73	56	37	141
RB	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
SR	1156	1493	979	10807	1347	1153	1386	1014	6039	1743	600	2300
PB	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6
TH	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	<3	<6	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
LA	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
CE	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
ND	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Zr	6	37	<3	52	11	77	18	22	85	18	161	47
V	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
CR	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
NI	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
CO	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
CU	<4	53	<4	11	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
ZN	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
GA	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
SC	6	8	14	4	7	8	8	7	1	10	<1	24
S	2304	4842	1971	1994	2565	1626	1481	1208	3040	1747	4530	2091
TOTAL	3512	6534	2993	13077	3985	3212	3027	2304	9239	3574	5440	4639

Probe Nr.	4-7	4-8	4-10	4-11	4-12	4-13
Gew. % :						
SiO ₂	19.48	23.70	23.73	6.38	14.21	14.30
TiO ₂	0.29	0.32	0.33	0.15	0.23	0.21
Al ₂ O ₃	5.86	5.77	8.08	2.14	4.33	3.91
Fe ₂ O ₃	2.17	2.58	2.73	1.15	1.79	1.55
MnO	0.05	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04
MgO	3.96	6.01	4.31	1.55	2.41	1.52
CaO	43.33	39.21	39.29	49.70	43.58	45.52
Na ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.13
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08
P ₂ O ₅	0.24	0.07	0.20	0.03	0.06	0.06
CO ₂	21.72	18.09	18.08	36.38	31.88	30.04
TOTAL	97.20	96.22	96.91	97.62	98.64	97.38
ppm :						
BA	97	65	127	72	97	89
RB	<4	<4	<4	<4	<4	<4
SR	1263	1379	1673	1535	2445	1826
PB	<4	<4	<4	<4	<4	<4
TH	<5	<5	<5	<5	<5	<5
U	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	<3	<3	<3	<3	<3	<3
LA	<15	<15	<15	<15	<15	<15
CE	<10	<10	<10	<10	<10	<10
ND	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Zr	37	80	26	<3	4	19
V	13	<10	<10	<10	<10	<10
CR	<10	<10	<10	<10	<10	<10
NI	<3	<3	<3	<3	<3	<3
CO	<8	<8	<8	<8	<8	<8
CU	<4	<4	<4	<4	<4	<4
ZN	<3	<3	<3	<3	<3	<3
GA	<2	<2	<2	<2	<2	<2
SC	8	4	7	5	7	6
S	2792	3201	4683	817	1871	2141
TOTAL	4210	4929	6516	2429	4424	4081

A: Karbonatgesteine von Predazzo

- 1002-2a: Mel - Cpx - Hornor
 1002-3: Mel - Wo - Hornor
 (viel retrograder Bro)
 1002-4: Mel - Wo - Cpx - Hornor
 1002-5: Cpx - Wo - Mel - Hornor
 1002-6: Mel - Wo - Hornor
 1002-8: Ves - Wo - Bro - Fels
 1002-10: Mel - Wo - Hornor
 1002-11: Mel - Wo - Hornor
 1004-4: Wo - Cpx - Mel - Hornor
 1004-5: Mel - Cpx - Hornor
 1004-6H: Mel - Cpx - Wo - Hornor
 1004-6D: Cpx - Wo - Ves - Bro - Fels
 1004-7: Mel - Cpx - Hornor
 1004-8: Cpx - Mel - Hornor
 (viel retrograder Bro)
 1004-10: Cpx - Wo - Mel - Hornor
 (viel retrograder Bro)
 1004-11: Cpx - Wo - Hornor
 1004-12: Cpx - Wo - Hornor
 1004-13: Cpx - Wo - Hornor

Probe	L106°	537°	519°	1291°	129f°	390-21°	390-20°
Bew. I							
SiO ₂	2.22	4.60	9.02	5.64	8.46	17.82	7.70
TiO ₂	0.05	0.05	0.15	0.04	0.11	0.25	0.15
Al ₂ O ₃	0.68	1.10	1.86	0.66	2.50	2.04	1.80
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.22	0.32	0.78	0.27	-
FeO	1.06	1.52	1.45	0.43	0.50	1.22	0.64
MnO	0.01	0.05	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03
MgO	18.96	18.51	17.74	19.07	4.18	14.36	3.88
CaO	30.53	29.47	29.95	30.55	45.52	24.54	45.52
Na ₂ O	0.13	0.04	0.13	0.02	0.04	1.17	0.06
K ₂ O	0.42	0.14	0.32	0.03	0.36	0.04	0.47
P ₂ O ₅	0.03	0.09	0.09	0.07	0.07	0.03	0.09
H ₂ O ⁻	0.18	0.17	0.30	0.27	-	0.10	0.20
CO ₂	45.56	44.79	38.47	43.42	39.57	-	-
GV	-	-	-	-	-	21.92	33.95
Summe	99.86	100.40	99.87	100.53	101.35	83.84	94.49
X _{Mg}	0.99	0.95	0.96	0.97	0.81	0.95	0.84

Probe	390-13	1030-9	390-12	1018-1	1018-2	1028-4	664a	390-11	1030-4	1026-1	1015-3
Bew. I											
SiO ₂	22.90	29.68	27.85	19.76	22.84	24.02	22.05	20.54	25.32	16.62	31.37
TiO ₂	0.35	0.40	0.21	0.27	0.30	0.30	0.31	0.25	0.41	0.25	0.04
Al ₂ O ₃	5.06	7.00	7.89	5.71	5.36	5.19	5.14	2.04	0.76	3.87	5.20
Fe ₂ O ₃	1.65	2.33	1.26	1.56	0.99	0.94	0.97	0.49	1.26	1.24	0.60
FeO	0.75	0.34	0.52	1.56	0.99	1.14	0.88	1.01	0.82	0.25	1.21
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06
MgO	4.11	4.03	6.23	4.25	2.18	5.92	2.86	5.55	3.14	2.42	12.57
CaO	43.63	42.40	41.98	44.05	44.64	42.79	45.14	34.35	43.07	47.67	36.68
Na ₂ O	0.36	0.39	0.39	0.21	0.13	0.35	0.34	0.39	0.21	0.16	0.32
K ₂ O	0.03	0.03	0.04	0.02	0.23	0.03	0.22	0.04	0.30	0.07	0.03
P ₂ O ₅	0.09	0.04	0.01	0.02	0.06	0.00	0.05	0.01	0.11	0.01	0.02
H ₂ O ⁻	0.17	0.10	0.14	0.32	0.06	0.12	0.10	0.42	0.05	0.31	0.44
GV	17.44	10.99	12.06	22.21	19.72	15.59	16.86	21.53	16.47	25.20	9.38
Summe	96.56	97.73	98.14	98.82	97.44	96.43	94.90	86.66	95.96	98.13	97.92
X _{Mg}	0.67	0.59	0.67	0.65	0.51	0.74	0.59	0.87	0.93	0.61	0.86

B: Karbonatgesteine von Monzoni:

Paragenesen:

537	Calcit-Dolomit-Talk-Klinochlor	390-13	Calcit-Klinopyroxen-Melilith-Wollastonit
L106	Calcit-Dolomit-Talk-Tremolit-Klinochlor	1030-9	Calcit-Melilith-Wollastonit
519	Calcit-Dolomit-Tremolit-Forsterit	390-12	Calcit-Melilith-Wollastonit
1291	Calcit-Dolomit-Forsterit-Spinell	1018-1	Calcit-Klinopyroxen-Melilith
129f	Calcit-Klinopyroxen-Melilith	1018-2	Calcit-Melilith-Wollastonit
390-21	Calcit-Klinopyroxen-Forsterit	1028-4	Calcit-Klinopyroxen-Melilith-Spinell
390-20	Calcit-Klinopyroxen-Spinell	664a	Calcit-Klinopyroxen-Melilith-Wollastonit
		390-11	Calcit-Klinopyroxen-Melilith-Wollastonit
		1030-4	Calcit-Klinopyroxen-Melilith-Wollastonit
		1026-1	Calcit-Melilith-Wollastonit
		1015-3	Calcit-Klinopyroxen-Melilith-Monticellit-Spinell

• Analysen aus MASCH (1977)



Lebenslauf:

Name	Brigitte Inderst, geb. Ullrich
geboren am	02.04.1958
in	Bensberg, Rhein.-Berg.-Kreis
Eltern	Walter Ullrich, Rechtspfleger Gertrud Ullrich, geb. Keller, Kontoristin
Heirat	1987, mit Franz Inderst

Schulen:

1965 - 1968 Grundschule in Bergisch Gladbach (NRW)
1968 - 1977 Gymnasium (NCG) in Bergisch Gladbach

Studium:

1977 - 1980	Mineralogie am Mineralogischen Institut der Universität zu Köln
1978	Vordiplom an der Universität Köln
ab 1980	Mineralogie am Mineralogisch-Petrogra- phischen Institut der LMU München
1983	Diplom an der Universität München
1983 - 1986	Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Minera- logischen Institut der LMU München

Beruf:

ab 1986 Vertriebsingenieurin bei der Firma
Dr. R. Seitner, Meß- und Regeltechnik



